

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Matěj Čašek

ZÁKONITOSTI ROZDĚLENÍ PRUDKÝCH OCHLAZENÍ V ČESKU A JEJICH PŘÍČINY

**REGULARITIES OF THE DISTRIBUTION OF RAPID COOLING
EVENTS IN CZECHIA AND THEIR CAUSIS**

Diplomová práce

Vedoucí práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Praha, 2020

Zadání diplomové práce

Název práce

Zákonitosti rozdělení prudkých ochlazení v Česku a jejich příčiny

Cíle práce

Práce si klade dva hlavní cíle:

1/ Popsat zákonitosti prostorového a časového rozdělení prudkých mezidenních poklesů teploty vzduchu v Česku a objasnit je prostřednictvím analýzy faktorů, které mohou velikost ochlazení ovlivnit.

2/ Vybrat a podle extremity seřadit případy největších ochlazení v Česku, popsat cirkulační podmínky, které k nim vedly, a rozlišit případné hlavní typy takových událostí z hlediska jejich příčin.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Prudká ochlazení budou definována pomocí mezidenní změny vhodných charakteristik teploty vzduchu, a to pro vybrané jednotlivé stanice. Dostatečně početný soubor časových řad bude vybrán tak, aby postihoval co největší šíři fyzicko-geografických faktorů, které potenciálně mohou velikost teplotního poklesu ovlivnit. Délka studovaného období bude nejméně třicet roků, upravena bude podle dostupnosti staničních dat. Pro výběr největších ochlazení bude navrženo vhodné kritérium, které zohlední velikost teplotního poklesu i rozsah zasaženého území v rámci Česka. Uvedené případy budou podrobně analyzovány pomocí staničních dat, přičemž údaje o teplotě vzduchu budou konfrontovány s analýzou atmosférické cirkulace pomocí synoptických map a typizace povětrnostních situací ČHMÚ.

Datum zadání: 5. října 2018

Jméno studenta: Bc. Matěj Čašek

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne:

Matěj Čašek

Na tomto místě bych rád poděkoval RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph.D, za skvělý přístup, profesionální vedení diplomové práce, konzultace, rady a čas, který mi věnoval v době, kdy tato práce vznikala.

Abstrakt

Diplomová práce se zabývá tématem prudkého ochlazení teploty vzduchu v denním kroku. V rešeršní části práce jsou diskutovány fyzicko-geografické faktory, které mají na teplotu vzduchu vliv. Dále jsou představeny nejběžnější metody používané pro detekci mezidenních změn teploty vzduchu. Prudké poklesy teploty vzduchu byly detekovány na základě denních teplotních extrémů, tedy maximální a minimální denní teplotě vzduchu na celkem 33 meteorologických stanicích za období od 1. 1. 1970 do 31. 12. 2019. Cílem práce bylo popsat zákonitosti rozložení extrémních poklesů teploty vzduchu v obou teplotních charakteristikách, a popsat vliv rozdílných fyzicko-geografických podmínek na velikost a sezonalitu poklesových událostí. V práci je také popsán vliv převládající povětrnostní situace (podle typizace HMÚ) na extrémní poklesy teplotních charakteristik. Bylo prokázáno, že tvar reliéfu má výrazný vliv na sezonalitu poklesů především minimálních teplot vzduchu. Stanice na konvexním reliéfu jsou typické vyrovnanějším rozložením těchto událostí během roku, zatímco na stanicích na konkávním reliéfu dochází k největším poklesům minimální teploty vzduchu především v zimě. Vliv nadmořské výšky a tvaru reliéfu na velikosti poklesových událostí nebyl prokázán. V práci jsou dále vymezeny a popsány největší poklesové události, které v Česku nastaly. Z tohoto hlediska vykazuje výraznou odlišnost prudké ochlazení na přelomu let 1978 a 1979, jelikož událost způsobila razantní pokles obou teplotních charakteristik takřka na všech stanicích. V práci je také diskutován vliv různých metod detekce mezidenních změn na výslednou hodnotu poklesu.

Klíčová slova: pokles teploty, mezidenní změna, tvar reliéfu, synoptická situace, studená fronta

Abstract

The diploma thesis deals with the topic of rapid day-to-day drops of air temperature. The research part of the thesis is focused on physical-geographical factors that affect the air temperature. Furthermore, the most common methods used to detect interdiurnal changes in air temperature are presented. Abrupt drops in air temperature were detected on the basis of the maximum and minimum daily air temperature at a total of 33 meteorological stations for the period from 1st January 1970 to 31st December 2019. The aim was to describe the regularities of the distribution of extreme drops in air temperature in both temperature characteristics, and to describe the influence of different physical-geographical conditions on the magnitude and seasonality of decline events. The thesis also describes the influence of the prevailing weather situation (according to HMÚ typing) on extreme decreases in both temperature characteristics. It was proved that the shape of the relief has a significant effect on the seasonality of decreases, especially the minimum air temperatures. Stations on convex relief are characterized by a more balanced distribution of these events during the year, while at stations on concave relief there are the largest decreases in the minimum air temperature, especially in winter. The influence of altitude and relief shape on the magnitude of cooling events has not been demonstrated. The work further defines and describes the most significant cooling events that occurred in Czechia. From this point of view, the sharp cooling at the turn of 1978 and 1979 shows a significant difference, as the event caused a abrupt decrease in both temperature characteristics at almost all stations. The thesis also discusses the influence of interdiurnal changes method selection on the resulting value of the decrease.

Key words: temperature decrease, interdiurnal change, relief shape synoptic situation, cold front

Obsah

Seznam použitých zkratk	9
Seznam obrázků a tabulek	10
1 Úvod.....	12
2 Fyzicko-geografické faktory s potenciálním vlivem na velikosti poklesů teploty vzduchu..	14
2.1 Globální sluneční záření.....	14
2.1.1 Faktory ovlivňující globální sluneční záření	14
2.1.2 Vývoj a sezonalita globálního slunečního záření	16
2.2 Nadmořská výška	18
2.2.1 Závislost průměrné denní teploty vzduchu na nadmořské výšce	19
2.2.2 Závislost extrémních denních teplot vzduchu na nadmořské výšce	22
2.3 Vliv tvaru reliéfu a expozice vůči záření.....	26
2.4 Tepelný ostrov.....	28
2.5 Zeměpisná šířka	29
2.6 Zeměpisná délka.....	30
3 Definice poklesu teploty vzduchu.....	35
3.1 Detekce na základě denních teplotních extrémů a průměrů	35
3.2 Detekce na základě klouzavého období	38
3.3 Detekce na základě fixního období	39
4 Data a metody	40
4.1 Použitá data	40
4.2 Metody výzkumu	42
4.2.1 Výběr a členění stanic	42
4.2.2 Nalezení událostí poklesů teploty vzduchu	42
4.2.3 Vymezení extrémních poklesů	43
4.2.4 Rozdělení poklesových událostí.....	44
4.2.5 Vymezení největších poklesových událostí v Česku.....	45
5 Analýza rozdělení prudkých poklesů teploty vzduchu v Česku.....	47
5.1 Seznam stanic.....	47
5.2 Analýza prudkých poklesů teploty vzduchu bez ohledu na místo výskytu	49
5.2.1 Meziroční variabilita	49
5.2.2 Sezónní variabilita.....	52
5.2.3 Poklesy denních teplotních extrémů v souvislosti s povětrnostní situací.....	56
5.3 Analýza prudkých poklesů teploty vzduchu podle místa výskytu.....	57
5.3.1 Velikosti prudkých poklesů teploty vzduchu podle charakteristik reliéfu	57
5.3.2 Sezonalita prudkých poklesů teploty vzduchu podle charakteristik reliéfu	59

6	Největší poklesy teploty vzduchu v Česku	63
6.1	Ochlazení na přelomu let 1978/1979.....	64
6.2	Ochlazení 11. 4. 1986.....	66
6.3	Ochlazení 22. 6. 2018.....	68
6.4	Ochlazení 22. 1. 2006.....	70
6.5	Ochlazení 13. 12. 2001.....	72
7	Diskuse.....	74
7.1	Srovnání metod detekce	74
7.2	Metoda vymezení stanic.....	76
7.3	Rozdělení poklesových událostí	77
8	Závěr	82
9	Seznam použité literatury.....	83

Seznam použitých zkratek

$D_{\max 1}$	jednodenní pokles maximální denní teploty vzduchu
$D_{\max 2}$	dvoudenní pokles maximální denní teploty vzduchu
$D_{\max 3}$	třídenní pokles maximální denní teploty vzduchu
$D_{\min 1}$	jednodenní pokles minimální denní teploty vzduchu
$D_{\min 2}$	dvoudenní pokles minimální denní teploty vzduchu
$D_{\min 3}$	třídenní pokles minimální denní teploty vzduchu
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
MSSČ	místní střední sluneční čas
NAO	Severoatlantická oscilace (North Atlantic Oscillation)
SIVS	Systém integrované výstražné služby
T_{\max}	maximální denní teplota vzduchu
T_{\min}	minimální denní teplota vzduchu
$T_{d\max}$	maximální teplota vzduchu ve dne
$T_{n\min}$	minimální teplota vzduchu v noci
UHI	městský tepelný ostrov (Urban Heat Island)
UTC	světový koordinovaný čas (Universal Time Coordinated)

Seznam obrázků a tabulek

Obr. 1: Průměrné roční albedo zemského povrchu.	15
Obr. 2: Globálního slunečního záření na území Česka	17
Obr. 3: Anomálie globálního slunečního.	18
Obr. 4: Průměrná hodnota vertikálního teplotního gradientu.	21
Obr. 5: Hodnota vertikálního teplotního gradientu.	22
Obr. 6: Vertikálního teplotního gradientu T_{\max} v oblasti Alp.....	23
Obr. 7: Vertikální teplotní gradient T_{\max} v oblasti Tibetské náhorní plošiny..	24
Obr. 8: Hodnoty vertikálního teplotního gradientu T_{\min} v oblasti Alp..	24
Obr. 9: Vertikální teplotní gradient T_{\min} v oblasti Tibetské náhorní plošiny.	25
Obr. 10: Hodnoty vertikálního teplotního gradientu ČR.....	26
Obr. 11: Roční chod intenzity tepelného ostrova v Praze.	29
Obr. 12: Šířkový gradient průměrné měsíční teploty vzduchu.....	30
Obr. 13: Průměrné hodnoty Gorczyňského indexu	32
Obr. 14: Délkový gradient průměrné měsíční teploty vzduchu	33
Obr. 15: Anomálie T_{\max} a T_{\min} pro NAO index.	34
Obr. 16: Průběh teploty vzduchu na stanici Praha-Ruzyně během letního ochlazení. ...	36
Obr. 17: Průběh teploty vzduchu na stanici Praha-Ruzyně během zimního ochlazení..	37
Obr. 18: Sezonalita největších poklesů T_{\min}	44
Obr. 19: Náhled rozmístění vybraných meteorologických stanic	47
Obr. 20: Procentuální zastoupení extrémních poklesů teploty vzduchu	50
Obr. 21: Korelace četností extrémních poklesů T_{\max} a T_{\min}	50
Obr. 22: Procentuální zastoupení poklesů teploty vzduchu o 10 °C a více.....	51
Obr. 23: Korelace četností poklesů T_{\max} a T_{\min} o 10 °C a více.....	51
Obr. 24: Četnost extrémních poklesů v zimní sezóně	52
Obr. 25: Četnost extrémních poklesů v letní sezóně.....	52
Obr. 26: Četnost extrémních poklesů v podzimní sezóně.	53
Obr. 27: Četnost extrémních poklesů v jarní sezóně.....	54
Obr. 28: Sezonalita průměrných kalendářních dnů T_{\max}	55
Obr. 29: Sezonalita průměrných kalendářních dnů T_{\min}	55
Obr. 30: Četnosti největších poklesů T_{\max}	56
Obr. 31: Krabicové diagramy podle nadmořské výšky	57
Obr. 32: Krabicové diagramy podle tvaru reliéfu	58
Obr. 33: Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{\max} – nadmořská výška.....	60

Obr. 34: Procentuální zastoupení extrémních T_{\min} – nadmořská výška	60
Obr. 35: Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{\max} – tvar reliéfu.....	62
Obr. 36: Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{\min} – tvar reliéfu.....	62
Obr. 37: Synoptická situace 1. 1. 1979.....	65
Obr. 38: Aerologická sondáž 1. 1. 1979.....	66
Obr. 39: Synoptická situace 10. 4. 1986.....	67
Obr. 40: Aerologická sondáž 10. 4. 1986.....	68
Obr. 41: Synoptická situace 22. 6. 2018.....	69
Obr. 42: Skew-T diagram 22. 6. 2018, 12 UTC.....	69
Obr. 43: Synoptická situace 22. 1. 2006.....	71
Obr. 44: Skew-T diagram 23. 1. 2006.....	71
Obr. 45: Synoptická situace 13. 12. 2001.....	72
Obr. 46: Aerologická sondáž 13. 12. 2001.....	73
Obr. 47: Hodnota poklesu v různých teplotních charakteristikáchh	75
Obr. 48: Průběh denních teplotních extrémů.....	78
Obr. 49: Klimatické zajištění stanice Ostrava – Mošnov	80
Obr. 50: Klimatické zajištění stanice Lysá Hora.....	81
Tab. 1: Klasifikace povětrnostních situací podle metodického předpisu HMÚ.....	41
Tab. 2: Seznam vybraných stanic a charakteristik jejich polohy	48
Tab. 3: Charakteristika poklesů teploty vzduchu pro T_{\max} a T_{\min}	49
Tab. 4: Seznam 20 největších poklesů v Česku v charakteristice T_{\max} a T_{\min}	63

1 Úvod

Změny teploty vzduchu jsou v dnešní době hojně diskutovaným tématem napříč širokou škálou klimatologický a meteorologických oborů. Jedná se o velmi široké téma, a proto je nejčastěji studováno v různém časovém i prostorovém kontextu od dlouhodobých změn teploty vzduchu napříč geologickou minulostí země, po krátké změny teplot vzduchu vyvolané konkrétními meteorologickými procesy a jevy. Dlouhodobé změny teplot vzduchu jsou v dnešní době zkoumány zejména z pohledu globálního oteplování, mezi kratší období teplotních anomálií může patřit například malá doba ledová. Změny teploty vzduchu v časovém kontextu let či měsíců jsou popisovány především z pohledu bioklimatologie, typicky v rámci fenologie (Siebert, Ewert 2012). Teplotní změny v kratším časovém kontextu jsou nejčastěji studovány v denním či subdenním kroku, nebo dokonce v řádu hodin či desítek minut, kdy jsou hodnoceny dopady konkrétních nebezpečných meteorologických jevů, jako je například downdraft, či tropická cyklóna (Addis, Garstang, Emmitt 1984; Wu a kol. 2019). Mezidenní změny teplot vzduchu jsou typicky diskutovány v souvislosti s globálním oteplováním (Kim, Wang, Shin 2013), či vlivem na lidské zdraví (zejména však rychlá oteplení a následné vlny veder) (Vicedo-Cabrera a kol. 2016; Kyselý, Plavcová 2009).

Prudké poklesy teploty vzduchu v denním kroku, kterými se tato diplomová práce zabývá, jsou však spíše opomíjeným tématem, a přestože se jedná o významné přírodní ohrožení, není mu v odborné literatuře věnováno mnoho pozornosti. Prudké poklesy teplot vzduchu jsou nebezpečné například pro lidský organismus, který se na změny teplot vzduchu musí neustále adaptovat. Zde jsou nejvíce ohroženi lidé s kardiovaskulárními problémy. Velmi nebezpečné jsou poklesy teplot vzduchu v zimních měsících v případech, kdy se teplota rychle dostane pod bod mrazu. Při těchto situacích je kromě lidského zdraví ohrožen především chod průmyslu a dopravní infrastruktura. Typickým případem může být masivní ochlazení na přelomu let 1978 a 1979. Prudká ochlazení v jarních měsících jsou pak nebezpečná zejména pro rostlinstvo.

Tato diplomová práce navazuje na bakalářskou práci (Čásek 2017), rozvíjí téma prudkých poklesů teploty vzduchu a ověřuje hypotézu vycházející z bakalářské práce, tedy že poklesy detekované mezidenním rozdílem maximální denní teploty vzduchu

se vyskytují převážně v letních měsících, zatímco poklesy detekované mezidenním rozdílem minimálních denních teplot vzduchu se vyskytují převážně v zimních měsících. Diplomová práce si dále klade za cíl vysvětlit zákonitosti rozdělení prudkých ochlazení z hlediska jejich prostorového a časového rozložení. Dalším cílem diplomové práce je metodické stanovení nejprudších poklesů teploty vzduchu a popis cirkulačních podmínek, které k nim vedly.

Rešeršní část diplomové práce je rozdělena do dvou kapitol. V její první části jsou popsány fyzicko-geografické faktory, které mohou mít na změny teploty vzduchu vliv. Ve druhé části jsou představeny metody, na základě kterých jsou v relevantní literatuře mezidenní změny teploty vzduchu běžně detekovány. V praktické části jdou vysvětleny zákonitosti rozdělení prudkých mezidenních poklesů teploty vzduchu a popsány nejvýraznější teplotní ochlazení, zjištěné z datových řad. V poslední části jsou výsledky diskutovány s relevantní literaturou a porovnávány na základě různých metod detekce poklesu teploty vzduchu.

2 Fyzicko-geografické faktory s potenciálním vlivem na velikosti poklesů teploty vzduchu

2.1 Globální sluneční záření

Faktor, který přímo ovlivňuje změny teploty vzduchu na zemi, je bezesporu sluneční záření. Jde o krátkovlnné elektromagnetické záření v intervalu vlnových délek 100 až 4000 nm. Z tohoto pohledu je důležitý součet vertikální složky přímého slunečního záření a vertikální složky difúzního (rozptýleného) slunečního záření. Výsledný tok krátkovlnného záření dopadající na vodorovnou plochu z prostorového úhlu 2π nazýváme globální sluneční záření (Meteorologický slovník 2020).

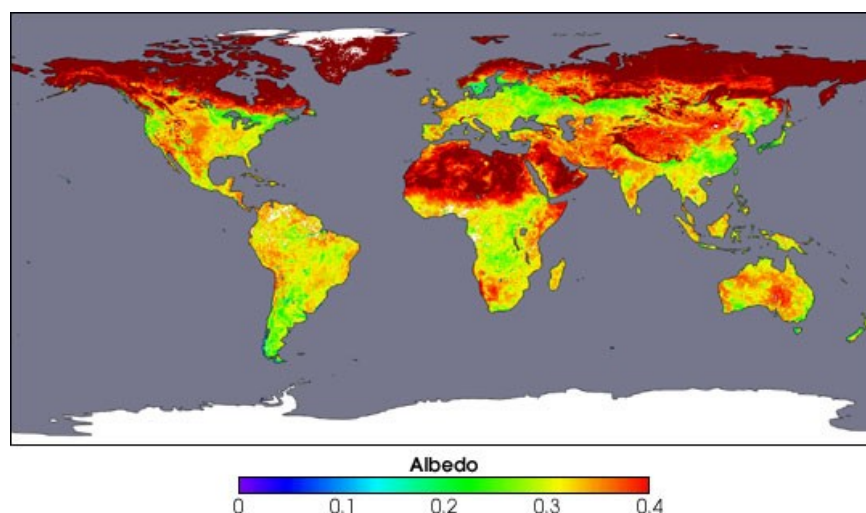
2.1.1 Faktory ovlivňující globální sluneční záření

Důležitým faktorem, který ovlivňuje globální sluneční záření, je turbidita atmosféry. Při výskytu velkého množství kapalných či pevných částic atmosférického aerosolu je průzračnost atmosféry zhoršena. V těchto podmínkách pak dochází k rozptylu (σ_{sc}), či dokonce k absorpci (σ_{ap}) krátkovlnného slunečního záření. Při absorpci krátkovlnného záření částicemi atmosférického aerosolu je množství dopadajícího krátkovlnného záření na zemský povrch nižší. Energie je však nadále uvolněna do atmosféry v podobě záření dlouhovlnného (Penner a kol. 2001). Součtem těchto dvou parametrů následně dostáváme extinkci (σ_{ext}). Pro podrobnější popis turbidity atmosféry se nejčastěji používají veličiny rozptylový koeficient, absorpční koeficient, či optická hloubka aerosolu (AOD). AOD je přímo numerická kvantifikace krátkovlnného záření, které bylo pohlceno atmosférickým aerosolem (WMO 1994). Podle Shinea a Forstera (1999) je množství slunečního záření, které je pohlceno či rozptýleno částicemi atmosférického aerosolu zhruba $1,3 \text{ W/m}^2$.

Mezi další, z pohledu mezidenních změn teploty vzduchu již méně významné faktory, které ovlivňují globální sluneční záření, patří například nadmořská výška, ve smyslu zkracování dráhy slunečních paprsků (Blumthaler 2011), či faktor viditelnosti oblohy (míra zakrytí oblohy překážkami, jako je například orografie, vegetace, zástavba). Tento faktor však bývá diskutován především v souvislosti s náhle vzniklou překážkou

(nově vzniklá budova, či postupné zastínění vzrůstající vegetací), která znehodnocuje měření prvku kvůli nově vzniklé nehomogenitě v časové řadě měření (Kejna a kol. 2014).

Zásadním faktorem, který má vliv na množství slunečního záření, které je zemským povrchem pohlceno, je albedo (viz Obr. 1). To je závislé především na druhu zemského povrchu. Nejvyšších hodnot albeda dosahuje sněhová pokrývka (přes 80 %), nejnižších naopak lesy, či vlhká tmavá půda (kolem 10 %). Albedo vodní hladiny je přímo závislé na úhlu dopadajícího slunečního záření. Pokud sluneční záření dopadá na vodní hladinu kolmo, odrazivost se pohybuje kolem 5 %. Při úhlu 80° může odrazivost nabývat hodnot kolem 40 % (Cogley 1979). Stephens a kol. (2015) však poukazují na to, že velikost úhlu dopadajícího slunečního záření ovlivňuje míru albeda ve větší či menší míře na všech druzích povrchu.



Obr. 1: Průměrné roční albedo zemského povrchu. Převzato z: <https://www.earthobservatory.nasa.gov/>

Oblačnost průměrně zakrývá 60 % zemského povrchu na území Česka (Atlas podnebí Česka 2007). Z tohoto důvodu se jedná o významný faktor, který ovlivňuje variabilitu globálního slunečního záření. Oblaky jsou tvořeny shlukem drobných kapiček vody, ledových krystalů, větších vodních kapek, sněhových vloček, ale i částicemi aerosolů, prachu a průmyslových exhalací (Řezáčová a kol. 2007). Za jasné oblohy je dominantní část globálního slunečního záření tvořena přímým slunečním zářením. V případě přítomnosti oblaků je přímé sluneční záření zčásti pohlcováno, ve větší míře je však rozptýleno. Zvyšuje se tak poměr rozptýleného slunečního záření ku přímému. Jakým způsobem oblačnost globální sluneční záření ovlivňuje, je však otázka velmi komplexní, která se týká především mikrofyzikálních vlastností jednotlivých typů oblaků,

ale odvíjí se také od celkové výšky oblaků, jejich množství, úhlu dopadajícího slunečního záření, výšky základny oblaků, relativního objemu vody v oblacích, typu převládajícího skupenství vody aj. Z celkového pohledu lze konstatovat, že množství globálního slunečního záření je nepřímo úměrné míře pokrytí oblohy oblačností.

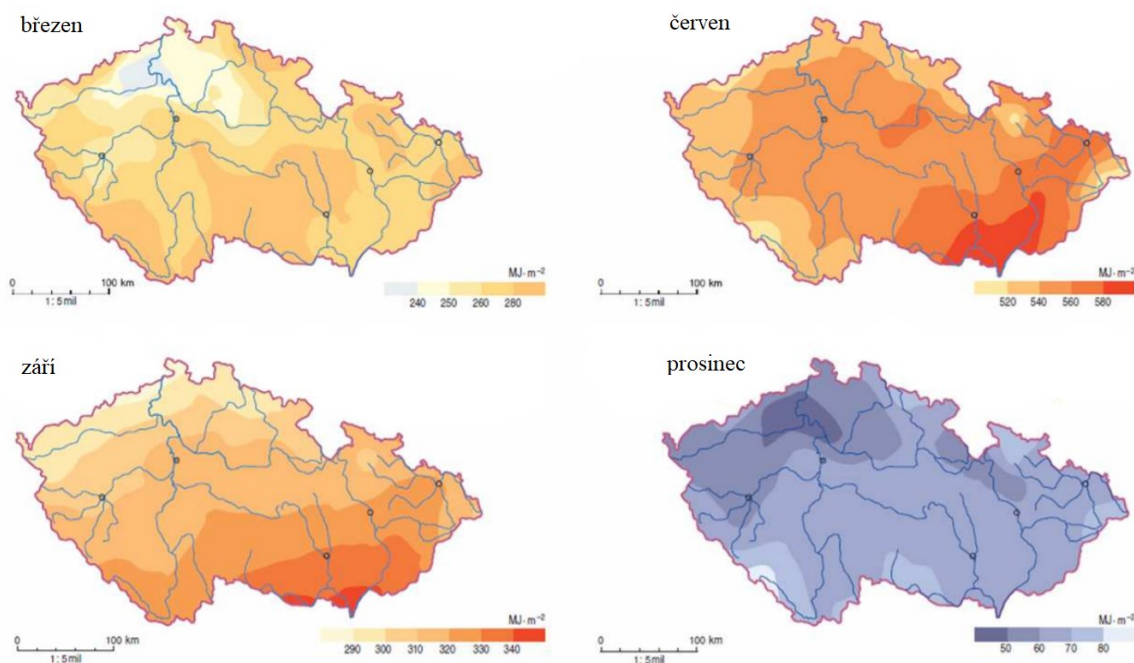
V některých případech však může přítomnost oblaků záření posílit, především díky odrazivosti. Největších hodnot globálního slunečního záření bývá dosaženo ve dnech, kdy je přítomna kupovitá oblačnost (Juzeniene a kol. 2011). Oblačnost také ovlivňuje sluneční záření v souvislosti s úhlem dopadajícího slunečního záření. Matuszko (2014) poukazuje na to, že pokud sluneční paprsky dopadají na oblaka typu *cirrus* pod úhlem 60°, je míra globálního slunečního záření až o 45 % větší, než pokud paprsky dopadají pod úhlem menším než 20 %.

2.1.2 Vývoj a sezonalita globálního slunečního záření

Dlouhodobé změny intenzity globálního slunečního záření byly popsány v mnoha studiích (Matuszko 2014; Sanchez-Lorenzo a kol. 2015; Vaníček 1994; Wild 2009). Víceleté odchylky globálního slunečního záření od dlouhodobého průměru se nazývají globální stmívání, respektive globální vyjasnění. Z globálního pohledu došlo ve 2. polovině 20. století k výraznému poklesu globálního slunečního záření, přičemž ke konci 20. století dochází opět k jeho nárůstu. Tento výkyv byl v relevantní literatuře mnohokrát diskutován, ale přesné příčiny dosud nebyly zcela vyjasněny. Více autorů se však přiklání k teorii, že je výkyv způsoben především větší mírou turbidity atmosféry, která má převážně antropogenní původ (Wild 2009; Antón a kol. 2017; Stanhill 2006). Jiní autoři (Tolasz, a kol. 2007; Vaníček 1994) globální stmívání vysvětlují pomocí změn cirkulace atmosféry, která globální sluneční záření ovlivňuje dlouhodobým kolísáním oblačnosti.

Nejvyšších ročních průměrných hodnot globálního slunečního záření v Česku je dosahováno na jižní Moravě (Atlas podnebí Česka 2007). Je to především kvůli nejnižší míře zastínění oblačností. Naopak nejnižší průměrné hodnoty globálního slunečního záření pozorujeme v horských oblastech Česka, což je způsobeno vyšším výskytem oblačnosti, a to primárně orografického původu. V severozápadních Čechách

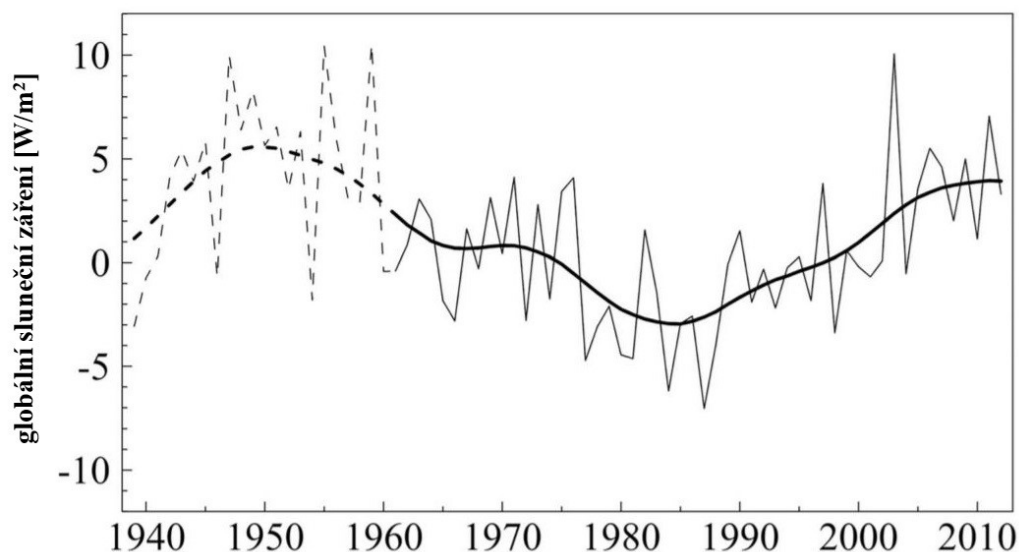
byly nižší hodnoty globálního slunečního záření kromě oblačnosti ve velké míře způsobeny větším obsahem aerosolových částic průmyslového původu (Vaníček 1994). V zimních měsících však typicky dochází k situacím, kdy se horské oblasti nacházejí nad inverzní vrstvou oblačnosti, která množství globálního slunečního záření snižuje. Z tohoto důvodu je v zimě na horských stanicích naměřeno srovnatelné, či větší množství globálního slunečního záření než v nížinách, viz Obr. 2.



Obr. 2: Průměrné měsíční hodnoty globálního slunečního záření na území Česka. Upraveno podle: Atlas podnebí Česka (2007)

Anomálie průměrných ročních hodnot globálního slunečního záření na území Česka lze popsat na základě studie dlouhodobých změn záření v Evropě za období od roku 1939 do roku 2012 (Sanchez-Lorenzo a kol. 2015), patrné na

Obr. 3. Průběh byl sestaven z dat naměřených na 56 stanicích (do roku 1960 pouze na 25 stanicích), které se nacházejí převážně ve střední Evropě. Sanchez-Lorenzo a kol. (2015) vymezují celkem 3 období, kde je průběh trendu nápadně odlišný od průměru. Jde o období počátečního vyjasňování (období do roku 1950), globálního stmívání, které je popisováno výše (v tomto případě období od roku 1951 do 1984) a globálního vyjasňování (od roku 1985 do 2012).



Obr. 3: Anomálie roční průměrné hodnoty globálního slunečního záření od dlouhodobého průměru v letech 1938–2012. Výraznější linie představuje 21letý průměr. Přerušované linie před rokem 1960 představují hodnoty vypočítané z menšího počtu stanic. Upraveno podle: Sanchez-Lorenzo a kol. (2015).

2.2 Nadmořská výška

Že nadmořská výška ovlivňuje teplotu vzduchu, je obecně známo. Souhrnně lze říci, že s narůstající výškou se teplota vzduchu snižuje, a klima je, převážně na horských hřebenech, více maritimní (Meteorologický slovník 2020). Z toho vyplývá, že na těchto místech bývá větší vlhkost vzduchu, více srážek a vyšší rychlost větru. Podstatné také je, že denní chod teploty vzduchu je méně výrazný. Z uvedeného lze usuzovat, že se teploty vzduchu během poklesových událostí např. za 12 hodin budou dostávat do nižších hodnot, ale pokles teploty vzduchu nebude tak velký, jako v nížinách.

Ve většině publikací, které se zabývají změnou teploty vzduchu s výškou, je nejčastěji uváděná průměrná hodnota vertikálního teplotního gradientu ve standardní atmosféře $-0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Barry, Chorley 2009). Skutečná hodnota je však závislá na mnoha různých faktorech, a v atmosféře se tak vertikální teplotní gradient rozdílně mění v prostoru i čase. Je významně ovlivněn například sezonalitou, zeměpisnou šířkou, či jinými geografickými podmínkami, jako jsou orografie či vzdálenost od moře (Meteorologický slovník 2020). Vertikální teplotní gradient je také výrazně ovlivněn vzdušnou vlhkostí. V suchých oblastech bývá hodnota mnohem vyšší než v oblastech humidního charakteru. Hodnota vertikálního teplotního gradientu však není závislá pouze

na konkrétním klimatu, ale může se dynamicky měnit v souvislosti s aktuálním stavem atmosféry (Zahan, Choudhury 2019). Skutečná hodnota je tak závislá na denní i roční době (Du a kol. 2018), ale i na aktuální povětrnostní situaci v oblasti. Dalším častým tématem klimatologických a meteorologických studií, které se věnují vertikálnímu teplotnímu gradientu, je, mimo jiné, fenomén teplotní inverze, která na mnoha místech může vznikat pravidelně, vlivem lokálních povětrnostních a topografických podmínek (Meteorologický slovník 2020).

V některé české literatuře se v souvislosti s vertikálním teplotním gradientem používá termín „vertikální teplotní pseudogradient“, či jeho obdoby, obsahující slovo „pseudogradient“. Černíkovský, Krejčí a Synková (2014) termín „vertikální teplotní pseudogradient“ definují jako „hodnotu vycházející z měření teploty vzduchu na horizontálně relativně blízkých stanicích v různých nadmořských výškách“. Pro názorný popis stavu atmosféry bývá tento pojem nejčastěji používán v publikacích, zabývajících se hodnocením inverzních situací (Rein 1972; Prošek 1983; Witoszová 2009; Litschmann, Hadaš 2010; Hudeček 2014).

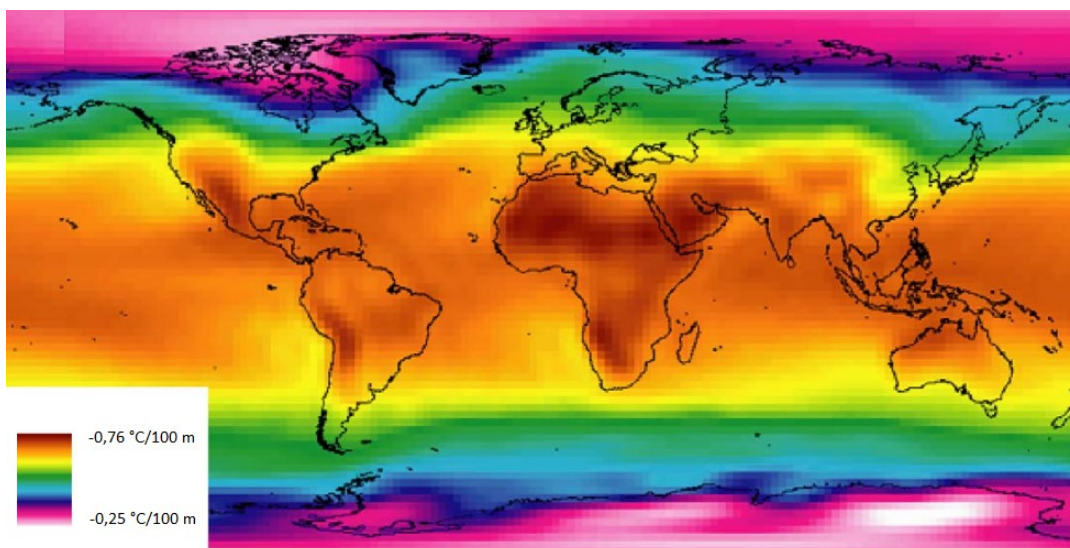
Witoszová (2009) poukazuje na to, že se výraz pseudogradient v relevantní literatuře objevuje ve více formách - Prošek, Střítežská (1998) používají termín „hypsometrický pseudogradient“. V dřívějších publikacích Proška (1976; 1983; 1986) se však objevuje pouze termín „teplotní pseudogradient“. Podle Witoszové (2009) byl pojem „pseudogradient“ zaveden v publikaci F. Reina (1972). V anglické literatuře je pak běžně používán termín „near-surface temperature lapse rate“ (Du a kol. 2018; Blandford a kol. 2008), či „screen-temperature lapse rate“ (Cheval, Dumitrescu, Petrisor 2011; Jain, Goswami, Saraf 2008). Nejčastější je však souhrnné označení „temperature lapse rate“ (Rolland 2003; Mokhov, Akperov 2006).

2.2.1 Závislost průměrné denní teploty vzduchu na nadmořské výšce

Prostorová i časová variabilita vertikálního teplotního gradientu byla popsána v mnoha regionech (Rolland 2003; Du a kol. 2018; Kattel a kol. 2015; Minder, Mote, Lundquist 2010). Všechny studie poukazují na to, že vertikální teplotní gradient je více či méně odlišný od konstantní hodnoty $-0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Jedním ze základních poznatků o prostorové variabilitě vertikálního teplotního gradientu je vliv zeměpisné šířky. V oblastech nízkých zeměpisných šířek je vlivem kladné radiační bilance zemský povrch oteplován více než v oblastech vysokých zeměpisných šířek. V tropických a subtropických oblastech tak klesá teplota vzduchu s výškou rychleji i přes to, že se zde tropopauza zpravidla nachází výše. Mokhov a Akperov (2006) uvádějí, že mezi teplotou povrchu a vertikálním teplotním gradientem existuje přímá úměra. V oblastech pólů, kde radiační bilance dosahuje záporných hodnot, klesá teplota s výškou mnohem pomaleji. Pokles hodnoty vertikálního teplotního gradientu se podle Yanga a Smithe (1985) znatelně liší na severní a jižní polokouli. Hlavním důvodem je vliv oceánů, který je na jižní polokouli dominantní. Kvůli rozdílné tepelné bilanci povrchu půdy a vodní hladiny je na severní polokouli pokles vertikálního teplotního gradientu výraznější než na jižní. Ze stejného důvodu je ovlivněn i jeho denní chod (Yang, Smith 1985).

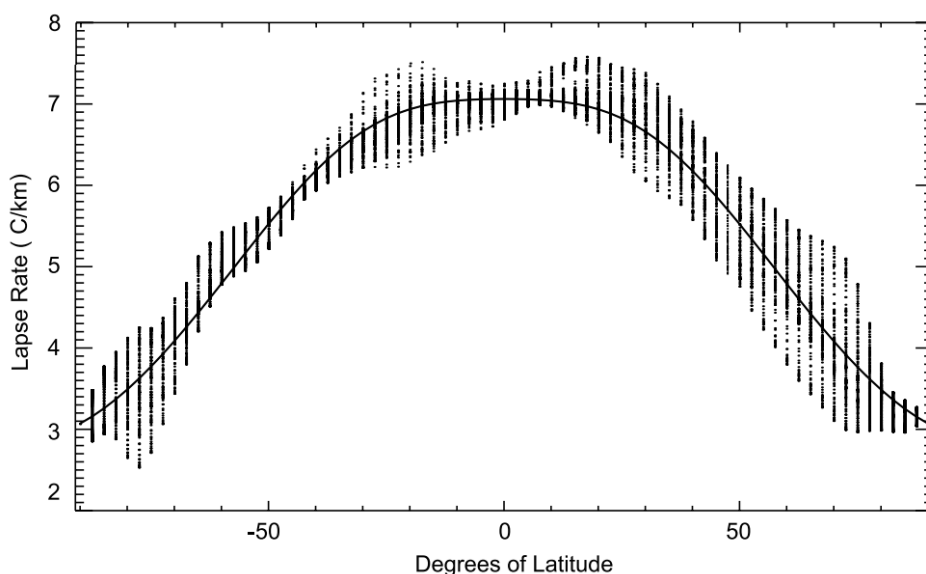
Roční chod vertikálního teplotního gradientu je podle Mokhova a Akperova (2006) také výraznější na severní polokouli. Gradient je zpravidla nejnižší v zimních a nejvyšší v letních měsících. Průměrný roční teplotní gradient na severní polokouli byl z reanalyzovaných dat NCEP/NCAR vypočítán na $0,59\text{ °C}/100\text{ m}$ v lednu a $0,63\text{ °C}/100\text{ m}$ v srpnu (Mokhov, Akperov 2006). Jasně a jednotné vysvětlení sezonality vertikálního teplotního gradientu je však v literatuře zabývající se tímto tématem obtížné najít. Rolland (2003) poukazuje na fenomén nižších hodnot vertikálního teplotního gradientu v zimních měsících ($0,46\text{ °C}/100\text{ m}$) a vyšších hodnot v letních měsících ($0,66\text{ °C}/100\text{ m}$). Nižší hodnoty v zimních měsících lze vysvětlit častým výskytem teplotních inverzí. Vyšší hodnoty v letních měsících jsou pak doprovázeny výraznější termickou konvekcí, která jeho hodnoty zpravidla snižuje. Podobných výsledků jako Rolland (2003) se dobral i Li (2013) v regionu Čínských nížin, Pepin a Losleben (2002) v oblasti Skalnatých hor či Harlow a kol. (2004) v Arizoně. K odlišným závěrům však došly studie v oblasti Tibetské náhorní plošiny (Kattel a kol. 2015; Guo, Wang, Tian 2016). Zde byla sezonalita vertikálního teplotního gradientu zjištěna opačná v porovnání s výše zmíněnými výzkumy. Kattel (2015) uvádí jako průměrné hodnoty $0,4\text{ °C}/100\text{ m}$ v letních měsících a $0,8\text{ °C}/100\text{ m}$ v zimních měsících. Průměrná hodnota vertikálního teplotního gradientu pro síť o rozlišení $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ vypočítaného na základě reanalýzy dat NCEP/NCAR je patrná na Obr. 4.



Obr. 4: Průměrná hodnota vertikálního teplotního gradientu vypočítaná z reanalyzovaných dat NCEP/NCAR v síti o rozlišení $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Upraveno podle: Syvitski a kol., (2003).

Z Obr. 4 je dobře patrný vliv teploty a vlhkosti vzduchu na hodnotu vertikálního teplotního gradientu. V aridních oblastech, jako je například Arabský poloostrov, západní část USA, či západ Jižní Ameriky, nabývá vertikální teplotní gradient vyšších hodnot. V polárních oblastech je vertikální teplotní gradient nejnižší i přes to, že jsou tato místa chudá na vzdušnou vlhkost. Tento jev je způsoben především zápornou hodnotou radiační bilance (Mokhov, Akperov 2006).

Jednotlivé hodnoty pixelů pro každý pás zeměpisné šířky o mocnosti $2,5^\circ$ Syvitski a kol. (2003) zanesli do grafu (viz Obr. 5). Nízký rozptyl hodnot v oblasti rovníku odpovídá výskytu deštných pralesů a oceánů, kde nejsou hodnoty vertikálního gradientu teploty vzduchu tak rozdílné. Vyšší rozptyl můžeme pozorovat kolem $25.$ rovnoběžek, kde je silný kontrast mezi převážně aridní pevninou s vysokými teplotami vzduchu a oceánem. Z Obr. 5 při srovnávání průměrného vertikálního teplotního gradientu na severní a jižní polokouli nelze potvrdit výrazný rozdíl, který uvádí Yang a Smith (1985). Je však zřejmé, že přítomnost oceánů má dominantní vliv na rozptyl hodnot.



Obr. 5: Hodnota vertikálního teplotního gradientu (osa y) ve $^{\circ}\text{C}$ na 1 km výšky v závislosti na zeměpisné šířce (osa x). Do grafu vstupují všechny hodnoty pixelů pro každých $2,5^{\circ}$ zeměpisné šířky z Obr. 4. Upraveno podle: Syvitski a kol., (2003).

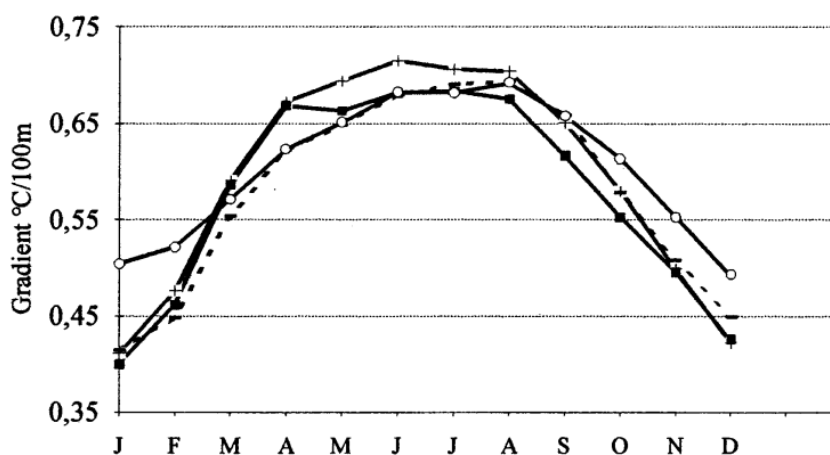
Poznatek, že vertikální teplotní gradient nabývá nižších hodnot ve vlhkých oblastech, zmiňují mnozí další autoři (Minder, Mote, Lundquist 2010; Blandford a kol. 2008). Tento jev je vysvětlován tím, že vlhký vzduch je oteplován vlivem latentního tepla uvolněného během kondenzace v místech vyšší nadmořské výšky. Tuto teorii také potvrzují Guo a kol. (2016), kdy nízké hodnoty vertikálního teplotního gradientu v jižní části Číny vysvětluje výskytem monzunů. V severním, především aridním regionu Číny pak pozoruje převážně vysoké hodnoty vertikálního teplotního gradientu. Že jsou monzuny nejpravděpodobnější příčinou nižších hodnot vertikálního teplotního gradientu v letních měsících v oblasti Tibetské náhorní plošiny, uvádí také Kattel a kol. (2015).

2.2.2 Závislost extrémních denních teplot vzduchu na nadmořské výšce

Ve většině relevantních studií vychází roční průměr vertikálního teplotního gradientu pro T_{\min} nižší než pro T_{\max} . Rolland (2003) počítá s hypotézou, že je tento jev způsoben častými inverzemi teploty vzduchu v údolních oblastech. Tuto hypotézu lze potvrdit i na základě studie Dodsona a Markse (1997), z níž vyplývá, že vertikální teplotní gradient T_{\max} má menší prostorový rozptyl hodnot než T_{\min} . Dodson a Marks (1997) vysvětlují tuto skutečnost tím, že T_{\min} jsou citlivější na vpády studeného vzduchu, které následně mohou teplotní inverze vytvořit. Negativní vliv teplotní inverze na velikost vertikálního teplotního gradientu popisuje také Du a kol. (2018).

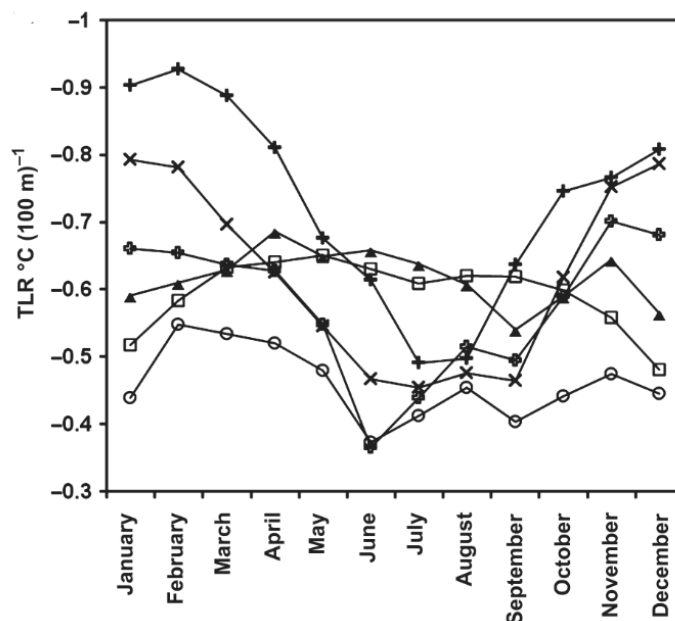
Sezonalita vertikálního teplotního gradientu pro T_{\max} a T_{\min} se opět na regionální úrovni výrazně liší. Pokud mluvíme v kontextu T_{\max} , Rolland (2003), který zkoumal vertikální teplotní gradient v alpském regionu (viz Obr. 6) uvádí, že nejvyšší hodnoty byly zjištěny v letních měsících ($0,71\text{ °C}/100\text{ m}$ v srpnu), a nejnižší v zimních ($0,4\text{ °C}/100\text{ m}$ v lednu). Roční průběh vertikálního teplotního gradientu je také velmi vyrovnaný.

Rozdílné výsledky však interpretuje Guo, Wang a Tian (2016) v oblasti Tibetské náhorní plošiny (viz Obr. 7). Zde byly zjištěny nejvyšší hodnoty vertikálního teplotního gradientu v únoru ($0,93\text{ °C}/100\text{ m}$), a nejnižší v červnu ($0,37\text{ °C}/100\text{ m}$). Toto je přesně opačný sezónní průběh hodnot než v alpské oblasti.



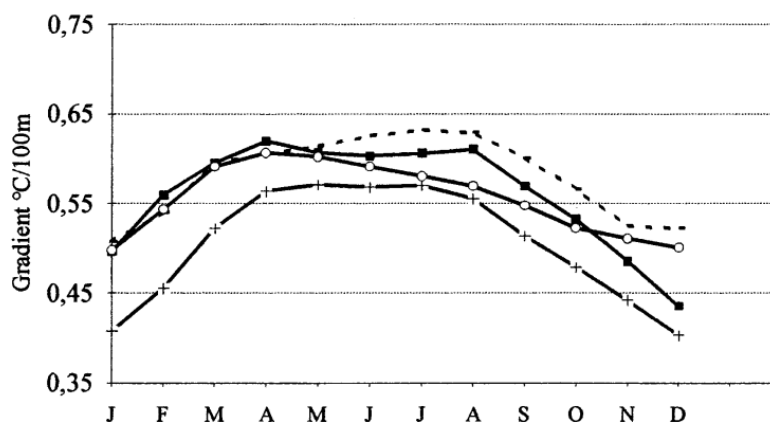
Obr. 6: Hodnoty vertikálního teplotního gradientu T_{\max} pro jednotlivé měsíce ve čtyřech různých zónách v oblasti Alp. Zdroj: Upraveno podle Rolland, (2003).

Variabilita mezi stanicemi má v obou oblastech podobný sezónní charakter, liší se však svou velikostí. Rozpětí lednových hodnot v oblasti Tibetské náhorní plošiny je téměř $0,5\text{ °C}$, v letním období – červen, se různí o $0,3\text{ °C}$. V oblasti Alp dosahuje variabilita hodnot mezi stanicemi v zimním období $0,1\text{ °C}$, v letních měsících je variabilita pod touto hranicí. Nižší variabilita v Alpách v porovnání s Tibetskou náhorní plošinou však může být způsobena i rozdílnou plochou zájmového území v obou studiích.



Obr. 7: Hodnoty vertikálního teplotního gradientu T_{\max} pro jednotlivé měsíce v šesti různých zónách v oblasti Tibetské náhorní plošiny. Zdroj: Upraveno podle Guo, Wang, Tian, (2016).

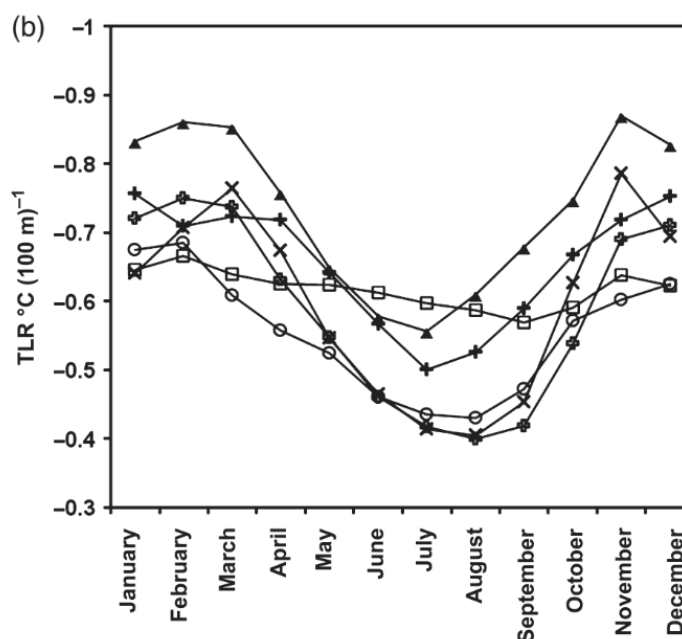
Sezónní průběh je pro T_{\min} v oblasti Alp méně výrazný než sezónní průběh v T_{\max} (viz Obr 8). Nejvyšších hodnot dosahuje v červenci (0,64 °C/100 m), nejnižších v lednu (0,41 °C/100 m) (Rolland 2003). Variabilita vertikálního teplotního gradientu mezi stanicemi je v průběhu celého roku větší než v případě T_{\max} .



Obr 8: Hodnoty vertikálního teplotního gradientu T_{\min} pro jednotlivé měsíce ve čtyřech různých zónách v oblasti Alp. Zdroj: Upraveno podle Rolland, (2003).

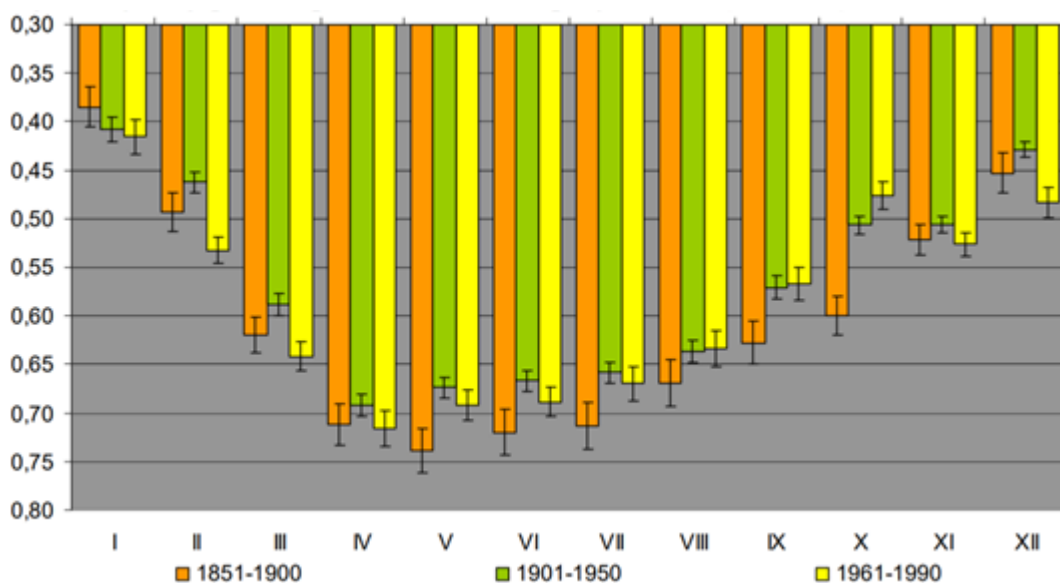
V oblasti Tibetské náhorní plošiny je situace z hlediska sezonality opět opačná. Pro T_{\min} vychází variabilita vertikálního teplotního gradientu mezi stanicemi méně rozkolísaně než v případě T_{\max} (viz Obr. 9). Z tohoto důvodu je sezonalita pro T_{\min} výraznější, a to i přes to, že je rozdíl mezi nejvyšší a nejnižší hodnotou vertikálního

teplotního gradientu během roku vyšší pro T_{\max} . Sezonalita je tak pro T_{\min} lépe patrná, na což naráží Guo, Wang a Tian (2016) v diskusi studie. Největší velikost vertikálního teplotního gradientu byla zjištěna v listopadu ($0,89\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), nejnižší naopak v srpnu ($0,41\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).



Obr. 9: Hodnoty vertikálního teplotního gradientu T_{\min} pro jednotlivé měsíce v šesti různých zónách v oblasti Tibetské náhorní plošiny. Zdroj: Upraveno podle Guo, Wang, Tian, (2016).

Vertikálním teplotním gradientem na území Česka se v diplomové práci zabývala Šandová (2009). Data byla zpracovávána zvlášť pro tři normálová období, pokaždé pro jiný počet stanic v závislosti na dostupnosti dat. Pro období 1851 – 1900 byla k dispozici data ze 137 stanic, pro období 1901 – 1950 bylo k dispozici 324 stanic a pro období 1951 – 1990 bylo k dispozici 151 stanic. Z výsledků vyplývá, že se průměrná měsíční hodnota gradientu pohybuje od $0,42\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ v lednu do $0,72\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ v dubnu (období 1961 až 1990). Co se týče sezonality, nadprůměrný pokles teploty vzduchu s výškou je v letních měsících ($0,66\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) a podprůměrný v zimních měsících ($0,48\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). Průměrný roční vertikální teplotní gradient na území Česka je dle Šandové (2009) $0,59\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, viz Obr. 10.



Obr. 10: Hodnoty vertikálního teplotního gradientu průměrné měsíční teploty vzduchu v Česku (°C/100 m). Upraveno podle: Šandová, (2009).

Šandová (2009) vysvětluje nízké hodnoty vertikálního teplotního gradientu na základě inverzních situací, které vlivem stabilních anticyklonálních situací vznikají na území Česka v zimních měsících poměrně často. Poukazuje také na to, že v zimě jsou v jednotlivých dnech gradienty proměnlivější, a jejich variabilita je tak během celého roku největší. Naopak vysoké hodnoty gradientu jsou závislé na západním proudění, které dodává vlhký, ale především teplý vzduch nad Českou kotlinu. Nejvyššího gradientu bývá dosaženo v dubnu, kdy je již insolace poměrně výrazná. Z tohoto důvodu se více ohřívá zemský povrch, od kterého se dále ohřívá přízemní vrstva vzduchu. Běžně se tak začíná vyskytovat pro tuto roční dobu typické labilní zvrstvení vzduchu a hodnota vertikálního teplotního gradientu bývá nejvyšší.

2.3 Vliv tvaru reliéfu a expozice vůči záření

Tvar reliéfu hraje při utváření teplot vzduchu velmi výraznou roli. Území Česka je typické rozmanitým reliéfem hřbetů, pahorkatin, vrchovin, uzavřených kotlin, rozsáhlých nížin a podobně. Rozdílný tvar a orientace povrchu k různým světovým stranám podmiňuje příkon záření, dopadajícího na zemský povrch (Bristow, Campbell 1984), a ovlivňuje proudění vzduchu v daných oblastech (Raupach, Finnigan 1997).

V kontextu náhlých poklesů teploty vzduchu je důležité zmínit ty tvary reliéfu, které podmiňují výskyt nočních a ranních mrazů (Doran, Horst, Whiteman 1990; Jůza,

Starostová, Sklenář 2011). Jedná se o povrchy konkávních tvarů s malým sklonem, většinou v uzavřených kotlinách ve vyšších polohách. V těchto tzv. mrazových kotlinách je vzduch za ideálních podmínek přes den rychle ohříván. Následně je v nočních hodinách dno a okolní svahy rychle ochlazováno v důsledku dlouhodobého vyzařování. Vlivem katabatického větru je pak vytvářena vrstva studeného vzduchu na dně kotlin. Zhong a Whiteman (2008) uvádějí, že ke stékání studeného vzduchu po svahu dochází již při sklonu $1,6^\circ$.

Pro eliminaci turbulentního proudění, které způsobuje promíchávání vrstvy chladného vzduchu s vrstvou vzduchu teplejší, je důležitá přítomnost hladkého povrchu. Ideálním prostředím pro vznik vrstvy studeného vzduchu je tedy údolí s konstantním sklonem svahů bez lesního porostu, kde se nachází pouze nízká vegetace, jako jsou například trávy. Je také důležité, aby svahy údolí měly větší plochu než dno. Díky tomu je pak vzniklá vrstva chladného vzduchu na dně údolí dostatečně silná (Blumen 2016). Důležitou roli pro výslednou teplotu vzduchu také hraje vznik rosy či námrazy. Pokud se teplota vzduchu přiblíží teplotě rosného bodu, vodní pára začne kondenzovat. S tím souvisí uvolňování latentního tepla, které okolní vzduch ohřívá. Nejnižší teploty jsou tak naměřeny především za velmi suchých nocí (Whiteman, De Wekker, Haiden 2007).

Mezi další proměnné, které noční mrazy ovlivňují, patří bezesporu i tepelná vodivost půdy. Při její malé tepelné vodivosti je dodávané teplo k postupně se ochlazujícímu povrchu menší a povrch se tak ochlazuje rychleji. Jelikož vlhkost zvyšuje tepelnou vodivost půdy, sucho přispívá k vyšším hodnotám poklesů teplot vzduchu nejen kvůli absenci uvolňování latentního tepla, ale i kvůli snížení tepelné vodivosti půdy (Tokoro a kol. 2014).

Mezi stanice, které se nacházejí v mrazových kotlinách v Česku, můžeme zařadit například stanici Kořenov-Jizerka, Horská Kvilda, či Kvilda-Perla. Na těchto stanicích bývají za celé zimní období běžně naměřena nejnižší denní teplotní minima kolem -30°C (Jůza, Starostová, Sklenář 2011).

Přestože bývají na těchto místech poklesy teploty vzduchu zpravidla velmi prudké, často nepředstavují významná přírodní rizika. To je způsobené především pravidelností tohoto jevu. Přítomná vegetace je změnám teploty vzduchu přizpůsobena a infrastruktura, které by mohla změna teploty uškodit, se v těchto místech zpravidla

nenachází. Poklesy teploty vzduchu v mezidenním kontextu v mrazových kotlinách také zpravidla nebývají dominantní. Průměrná denní amplituda teploty vzduchu je sice v těchto oblastech vysoká, ale přechodem studené fronty nebývá mezidenní změna teploty výrazně ovlivněna.

2.4 Tepelný ostrov

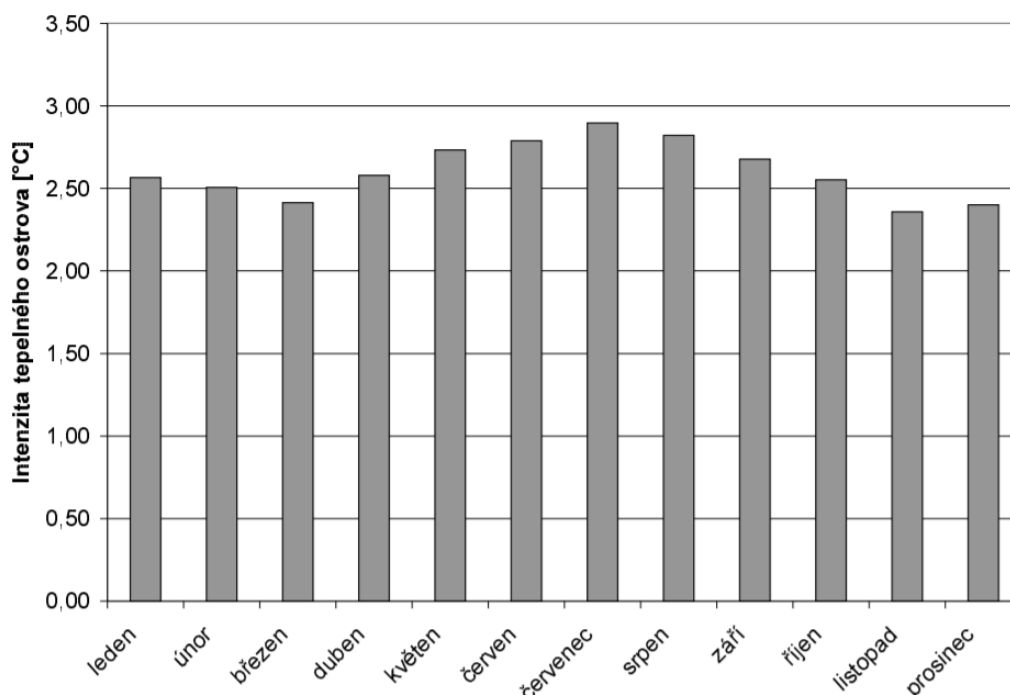
Tepelným ostrovem se rozumí oblast, která svými vlastnostmi zvyšuje teplotu vzduchu v porovnání s jejím okolím. Teplota je ovlivněna především v přízemní vrstvě, ve vrstvě vzduchu zasahující do průměrné výšky střech (v české literatuře obvykle označované jako baldachýn (Jaňour 2001; Beranová 2002)), ale podstatně je ovlivněna i v mezní vrstvě atmosféry. Tepelný ostrov vzniká nejčastěji s městskou zástavbou, či průmyslovou aglomerací. Podle Dobrovolného (2012) vzniká tepelný ostrov především:

- kvůli aktivnímu povrchu v oblasti (nejčastěji beton či asfalt), který má vysokou tepelnou kapacitu, nižší albedo a podmiňuje tak větší akumulaci tepla
- tepelným znečištěním ovzduší, které má zdroj v antropogenní činnosti a je výrazné především v zimních měsících kvůli topné sezóně
- rozdílnou vláhovou a vodní bilancí, která je způsobena rychlým odtokem vody z oblasti, jehož důsledkem je nízká vlhkost půdy, a tedy malá spotřeba tepla na výpar

Z výsledků Dobrovolného (2012) vyplývá, že tepelný ostrov má největší dopad na teplotu vzduchu v nočních hodinách z důvodu uvolňování tepla z aktivního povrchu a budov. Tento poznatek lze potvrdit i na základě výsledků Beranové (2002). Ta vypočítala intenzitu pražského tepelného ostrova jako rozdíl maximální, respektive minimální denní teploty vzduchu naměřené na stanici Praha Klementinum a průměru maximální, respektive minimální denní teploty vzduchu okolních stanic mimo město. Při srovnávání obou rozdílů následně vyšlo najevo, že tepelný ostrov se výrazněji promítá v minimálních denních teplotách vzduchu.

Roční chod intenzity UHI (Urban Heat Island) v Praze (viz Obr. 11) má hlavní maximum v červenci (2,9 °C) a vedlejší maximum v lednu (2,5 °C). Nejnižší hodnoty

tepelného ostrova jsou pak na jaře (březen 2,4 °C) a na podzim (listopad 2,3 °C) (Beranová 2002).



Obr. 11: Roční chod intenzity tepelného ostrova v Praze. Přejato z: Beranová (2002).

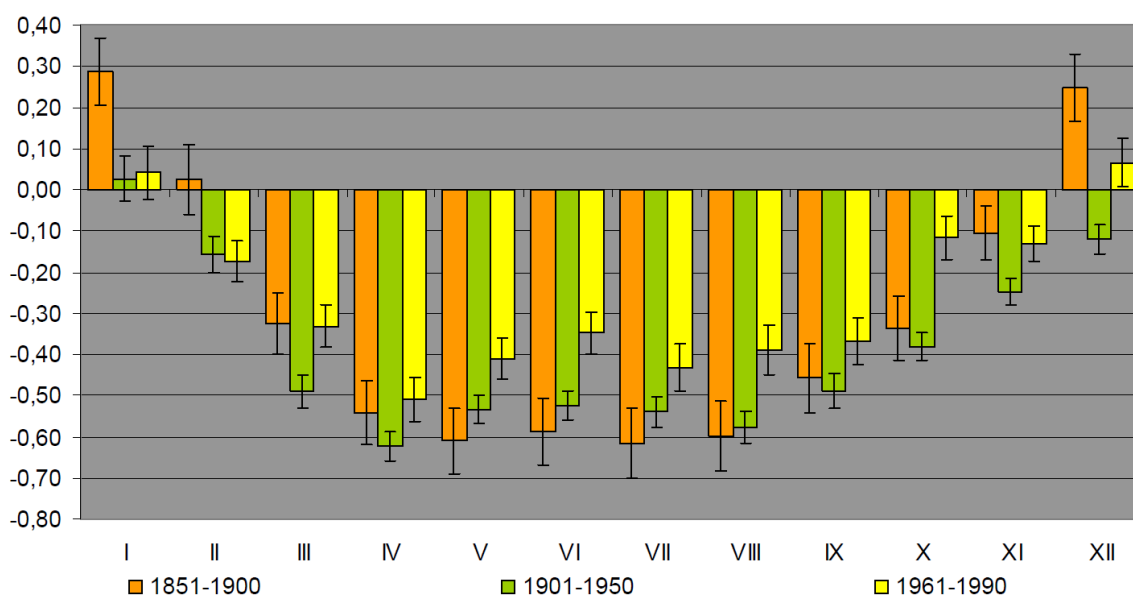
2.5 Zeměpisná šířka

Že má zeměpisná šířka přímý vliv na teplotu vzduchu, je zřejmé. V globálním kontextu je od rovníku po obě rovnoběžky 15° šířkový gradient téměř nulový. Od 15° do 60° dochází k poklesu průměrné teploty vzduchu o -0,7 °C na jeden šířkový stupeň. Od 60° rovnoběžek směrem k pólům opět průměrná teplota vzduchu klesá pomaleji (Zhang a kol. 2019).

V Česku je však tento vliv, kvůli malé rozloze, zanedbatelný. Květoň (2001) uvádí, že roční průměrná teplota klesá od jihu k severu o -0,27 °C na jeden šířkový stupeň (období 1961–1990), což je vzdálenost zhruba 111 km. Průměrná měsíční teplota vykazuje pokles od jihu k severu v průběhu celého roku, kromě prosince a ledna, kdy nebyla prokázána statistická významnost. Na Obr. 12 je dobře patrný roční chod šířkového gradientu průměrné měsíční teploty vzduchu. Gradient nabývá výrazně záporných hodnot během jarního období (teplota vzduchu směrem na sever klesá rychleji), což je způsobeno větší mírou insolace, která stoupá směrem na jih. Nejnižších hodnot je dosaženo v dubnu, kdy šířkový gradient odpovídá -0,51 °C/deg. V měsících

červenci a srpnu je však v ročním chodu patrný výkyv, který Šandová (2009) vysvětluje většími úhrny extraterestrální insolace, která se během tohoto období vyskytuje v oblastech vyšších zeměpisných šířek.

Nižší hodnoty gradientu v zimním období pak nejspíše souvisí s anticyklonální situací. Je také typické, že v zimním období, především během jihozápadního proudění, je oblast Ostravska teplejší než jižní Morava. Pokud by se tedy hodnotil šířkový gradient pouze na východě Česka, jeho hodnota by v zimních měsících byla výrazně kladná.



Obr. 12: Šířkový gradient průměrné měsíční teploty vzduchu ($^{\circ}\text{C}/\text{deg}$). Převzato z: Šandová, (2009).

2.6 Zeměpisná délka

Zeměpisná délka neovlivňuje teplotu vzduchu na zemi přímo. Kvůli převládajícímu vzdušnému proudění je však zeměpisná délka důležitým faktorem pro utváření teploty vzduchu, ale i celkového klimatu v oblasti. Gradient zeměpisné délky totiž určuje vzdálenost od oceánu, která je pro utváření klimatu klíčová (Legates, Willmott 1990). Na severní polokouli v oblasti našich zeměpisných šířek převládá západní proudění, proto se směrem na východ zvyšuje termická kontinentalita klimatu. Ta se projevuje zejména výraznějším ročním chodem teploty vzduchu, ale i zesílením jejího denního chodu. Míra termické kontinentality klimatu je závislá především na průměrné roční amplitudě teploty vzduchu (Meteorologický slovník 2020).

Ta se určuje jako rozdíl mezi nejvyšší měsíční průměrnou teplotou vzduchu, která se na našem území vyskytuje zpravidla v červenci, a nejnižší průměrnou měsíční teplotou vzduchu, na našem území typicky v lednu. Šandová (2009) uvádí, že v západních Čechách bývá roční průměrná amplituda teploty vzduchu kolem 19 °C a na východní Moravě až 21 °C.

Za účelem zhodnocení míry kontinentality klimatu bylo vytvořeno již několik metod a jejich rozdílnost byla v mnoha studiích srovnávána (Ciaranek 2014; Harris 1989; Alexandrov, Ginzburg, Golitsyn 2019). Do těchto výpočetních metod vstupuje nejčastěji výše zmiňovaná hodnota roční průměrné amplitudy teploty vzduchu a zeměpisná šířka. Nejběžnějším indexem pro posouzení termické kontinentality je Gorczyňského index termické kontinentality. Původní tvar vzorce má podobu:

$$GI = 1,7 \frac{A}{\sin \varphi} - 20,4 \quad (1),$$

kde A vyjadřuje průměrnou roční amplitudu teploty vzduchu a φ vyjadřuje hodnotu zeměpisné šířky. Výsledkem vzorce by měla být hodnota od 0 do 100, kdy 0 zastupuje čistě oceánské klima a 100 klima ryze kontinentální. Při silně kontinentálním klimatu se však výsledná hodnota indexu může dostat i do záporných hodnot. Jelikož se ve jmenovateli nachází funkce sinus, do které vstupuje samotná hodnota zeměpisné šířky, index nelze počítat pro části světa poblíž rovníku. Z těchto důvodů byl index několikrát upravován. Mezi další, poměrně běžně používané variace tak patří například Conradův index:

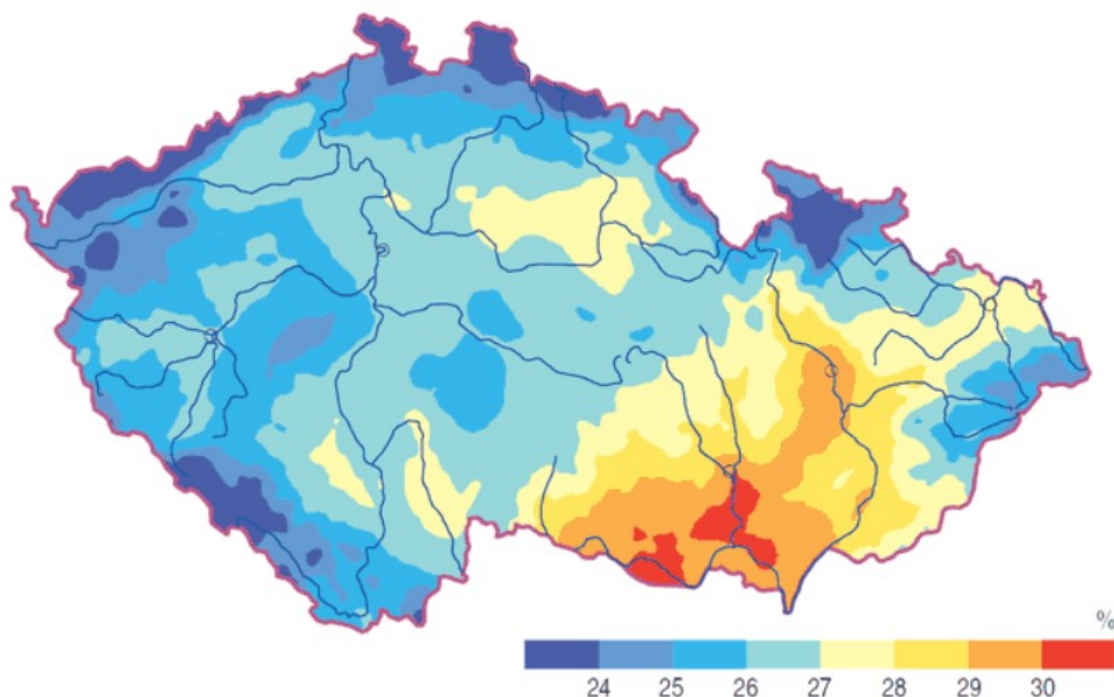
$$CI = 1,7 \frac{A}{\sin(\varphi-10)} - 14 \quad (2).$$

Pro výpočet indexu termické kontinentality se na území Česka nejčastěji používá upravená verze Gorczyňského indexu termické kontinentality:

$$GOR = 1,6 \frac{A}{\sin \varphi} - 14,4 \quad (3).$$

Tento tvar používá Květoň (2001), Šandová (2009), ale je použit i v Atlase podnebí Česka (2007) viz Obr. 13.

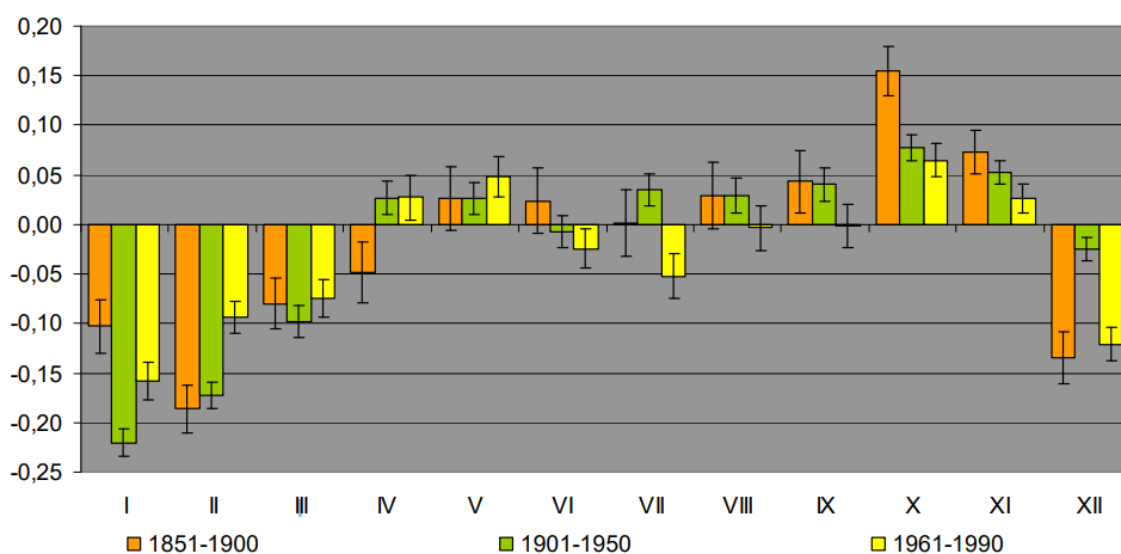
Podle Květoně (2001) se Gorczynského index na území Česka pohybuje v rozmezí od 20,45 % do 30,41 % (normálové období 1961 – 1990). Vyšší hodnoty připadají nížinám, ty nejvyšší se pak nacházejí na jižní Moravě (viz Obr. 13.) Nejnížší hodnoty vycházejí pro vyšší polohy a pro západní část. Na základě lineárních regresí bylo zjištěno, že teplota vzduchu ve směru západ – východ klesá ve většině roku. Statisticky nevýznamný je délkový gradient pouze v podzimních měsících (především říjen a listopad). Průměrná roční teplota má v období 1961 – 1990 délkový gradient $-0,035$ °C/deg (Květoň 2001).



Obr. 13: Průměrné hodnoty Gorczynského indexu termické kontinuality v Česku. Převzato z: *Atlas podnebí Česka* (2007).

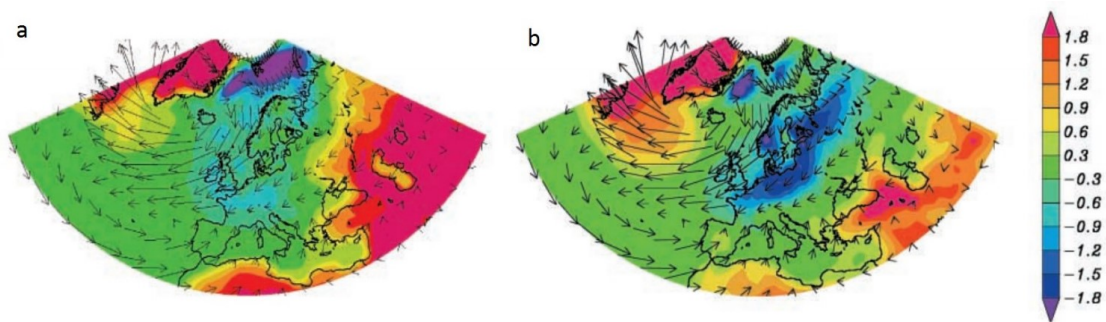
Důležitým poznatkem je, že se délkový gradient na území Česka mění zásadně během roku (viz. Obr. 14.). Z výsledků Šandové (2009) vyplývá, že v zimních měsících délkový gradient klesá od západu k východu. Pokud uvažujeme období 1961–1990, nabývá nejnižších hodnot v lednu ($0,16$ °C/deg) a v prosinci ($0,12$ °C/deg). Jeden délkový stupeň na území Česka zaujímá necelých 72 km. V březnu opět dochází k poklesu teploty vzduchu ve směru západ – východ ($0,08$ °C/deg). V dalších jarních měsících, v letním období a v září je statistická významnost délkového gradientu neprokázaná. V říjnu a listopadu je naopak teplota vzduchu ve směru západ – východ roste, hodnota gradientu je $0,06$ °C/deg, respektive $0,03$ °C/deg. Tuto výraznou změnu v ročním chodu délkového

gradientu je zjevná také ve výsledcích Květoně (2001). Její příčinou by pravděpodobně mohla být advekce teplého vzduchu z jižní části Evropy. Ta se v podzimních měsících projevuje především na jižní Moravě a ve východních Čechách. Lépe ventilovaná atmosféra je pak důvodem nepříznivých podmínek pro výskyt radiačních inverzí. Z tohoto důvodu jsou denní minima teploty vzduchu vyšší na východě než na západě Česka. Dalším důsledkem advekce teplého vzduchu je snazší rozpouštění nízké oblačnosti druhu stratus. Na východě Česka tak v tomto ročním období bývá více slunečního svitu než na západě území (Šandová 2009).



Obr. 14: Délkový gradient průměrné měsíční teploty vzduchu (°C/deg). Převzato z: Šandová, (2009).

Míra kontinentality klimatu na území Česka velmi úzce souvisí se zonálním prouděním. Významným prvkem pro utváření teploty vzduchu je proto Severoatlantická oscilace (North Atlantic Oscillation, NAO). Záporný, respektive kladný NAO index, který je zapříčiněn kolísáním intenzity cirkulace, má tak na teplotu vzduchu výrazný vliv. Pokud je Azorská tlaková výše či Islandská tlaková níže slabě vyvinutá, zonální proudění je méně výrazné a NAO index nabývá záporných hodnot. Pokud jsou naopak oba tyto útvary zřetelně vyvinuté, zonální proudění je podporováno a NAO index dosahuje vyšších hodnot. V těchto situacích je kontinentalita klimatu na našem území stírána. Při záporných hodnotách NAO indexu je zonální proudění potlačováno a převažuje spíše proudění meridionální, které typicky přináší chladnější vzduch ze severní části Evropy (Trigo, Osborn, Corte-Real 2002) a kontinentalita klimatu má výraznější charakter. Advekce studeného vzduchu má tak větší význam pro T_{\min} než pro T_{\max} (viz Obr. 15.)



Obr. 15: Anomálie Tmax (a) a Tmin (b) pro NAO index <-1 pro měsíce prosinec, leden, únor a březen. Barevná škála udává hodnoty teploty vzduchu ve $^{\circ}\text{C}$, velikost a směr vektorů udává anomálii proudění vzduchu. Upraveno podle: Trigo, Osborn, Corte-Real (2002).

3 Definice poklesu teploty vzduchu

Monitoring takřka všech meteorologických veličin a jevů s sebou obvykle nese určité problémy, které často spočívají v různém pojetí definice. Detekovat pokles teploty vzduchu ze dne na den lze několika způsoby, které se liší druhem a použitím vstupních dat. Různé způsoby detekce tak vycházejí pro různé meteorologické události jinak. V této kapitole jsou představeny tři různé přístupy.

3.1 Detekce na základě denních teplotních extrémů a průměrů

Mezidenní změny teploty vzduchu se nejčastěji odvozují z naměřených denních maxim a minim teploty vzduchu (dále T_{\max} a T_{\min}). Jde o prostý výpočet, kdy se naměřená hodnota konkrétního dne odečte od naměřené hodnoty v předcházejícím dni podle jednoduchého vzorce

$$D_I = T_{n-1} - T_n \quad (4),$$

kde

D_I je mezidenní změna teploty vzduchu,

T_n je T_{\max} , respektive T_{\min} konkrétního dne,

T_{n-1} je T_{\max} , respektive T_{\min} bezprostředně předcházejícího dne,

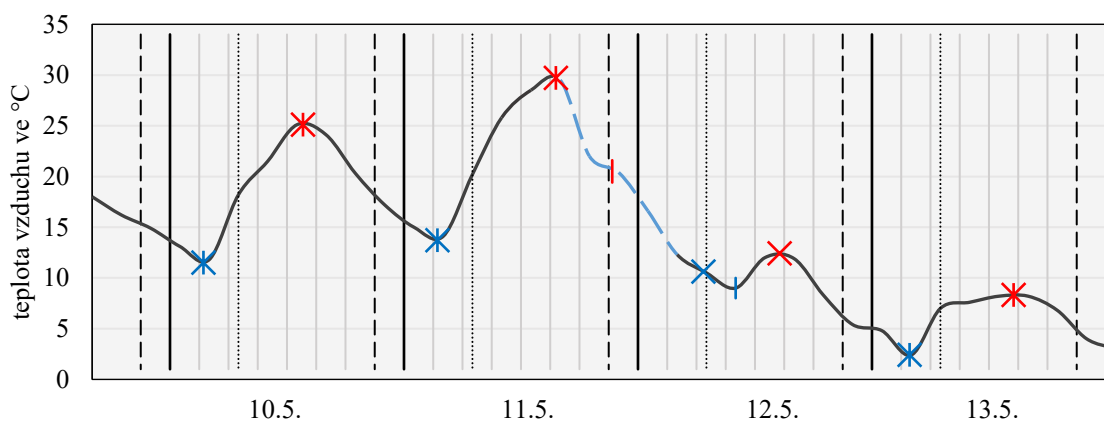
n zastupuje konkrétní den.

Ač se může zdát, že je detekce změn teplot vzduchu ze dne na den na základě denních teplotních extrémů ideálním řešením, v praxi se často potýká s několika problémy. Při jejím použití je nutné si uvědomit, že do výpočtu vstupují hodnoty, které mohou být zaznamenány kdykoli během intervalu 24 hodin. Při výrazných mezidenních změnách teploty vzduchu je často denní chod teploty vzduchu potlačen, a to především v zimním období (Razuvaev a kol. 1995). Z toho důvodu nejsou při dynamických synoptických situacích T_{\max} a T_{\min} naměřeny v časech, ve kterých by se daly očekávat, tedy odpoledne v případě T_{\max} , a ráno před východem slunce v případě T_{\min} . Často se tak dostáváme do situace, kdy je časový rozdíl mezi T_{n-1} a T_n jen několik málo hodin, nebo je naopak výrazně větší než 24 hodin.

Na stanicích pod správou ČHMÚ nejsou odečítány denní teplotní extrémy o půlnoci, ale v 21 hodin místního středního slunečního času (MSSČ). Z tohoto důvodu může nastat, že je hodnota T_{\max} nebo T_{\min} naměřena v den, ke kterému se nevztahuje.

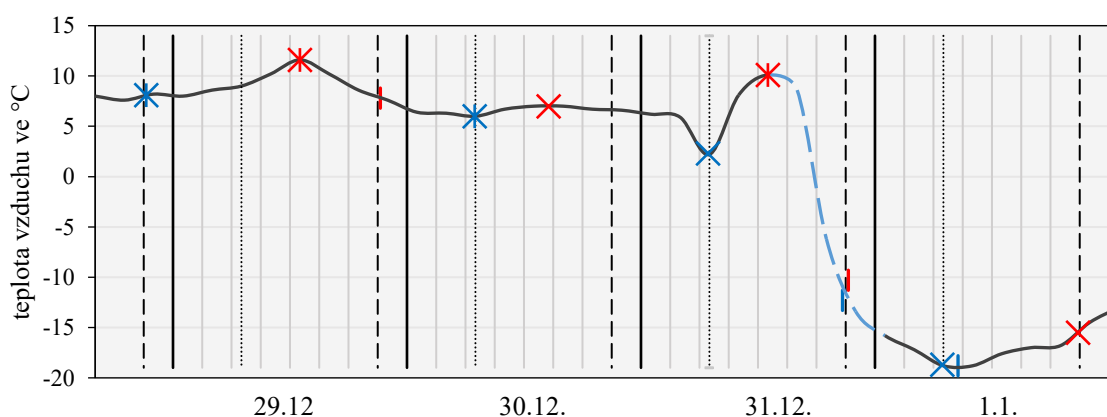
Na příkladu poklesové události v květnu 2012 v Praze-Ruzyni (Obr. 16) je snadné tento problém nastínit. V grafu průběhu teploty vzduchu jsou patrné momenty, kdy byly naměřeny T_{\max} a T_{\min} . Pokles T_{\max} z 11. na 12. května s hodnotou 9,1 °C, byl vypočítán rozdílem teplot naměřených v 16 hodin dne 11. 5. a ve 21 hodin téhož dne. Časový interval těchto dvou hodnot je tudíž pouze 5 hodin a obě se nacházejí ve stejný den. Pro výpočet poklesu T_{\max} z 12. na 13. května byly naopak použity naměřené hodnoty v intervalu daleko delším, a to konkrétně ve 21 hodin dne 11. 5., a ve 14 hodin dne 13. 5. Interval je tak 38 hodin, a do výpočtu tak opět nevstupovala žádná hodnota naměřena 12. 5.

V některých případech se používají i teplotní charakteristiky „minimální teplota vzduchu v noci“ (dále $T_{n\min}$) a „maximální teplota vzduchu ve dne“ ($T_{d\max}$). Tyto hodnoty vznikají na stejném principu, jako maximální a minimální denní teplota vzduchu, rozdíl je však v intervalu měření. Minimální teplota vzduchu v noci je nejnižší teplota vzduchu naměřená od 21 do 7 hodin MSSČ, a vztahuje se k datu konce intervalu měření. Maximální teplota vzduchu ve dne je nejvyšší teplota vzduchu naměřená od 7 do 21 hodin MSSČ. Pojem maximální teplota vzduchu ve dne je někdy nesprávně zaměňována s pojmem maximální denní teplota vzduchu. Charakteristiky minimální teplota vzduchu v noci a maximální teplota vzduchu ve dne však nejsou v práci použity.



Obr. 16: Průběh teploty vzduchu na stanici Praha-Ruzyně během přechodu studené fronty v květnu 2012. Vertikální linie mají tříhodinové rozestupy. Přerušované linie značí termín 21 hodin, tečkované linie značí termín 7 hodin, černé linie značí termín půlnoci. Červené svislé čárky představují hodnotu T_{\max} , modré hodnotu T_{\min} . Červené křížky představují hodnotu maximální teploty vzduchu ve dne, modré minimální hodnotu teploty vzduchu v noci. Modrá přerušovaná linie značí největší pokles teploty vzduchu během 12 hodin. Zdroj dat: www.ogimet.com.

Velikost hodnoty poklesu T_{\max} nebo T_{\min} je také závislá na tom, v jaké části dne ke snížení teploty dojde. Pokud je průběh ochlazení rozdělen termínem ve 21 hodin do dvou období, hodnota poklesu je tak podhodnocena. Na příkladu poklesové události v prosinci/lednu 1978/1979 (Obr. 17) je patrné, že pokud by studená fronta, tedy jev, který pokles způsobil, přešla například o 3 hodiny dříve, hodnota poklesu T_{\max} by pro den 1. 1. 1979 mohla být zhruba o 4 °C větší. Následky přechodu fronty by však byly v obou případech srovnatelné.



Obr. 17: Průběh teploty vzduchu na stanici Praha-Ruzyně během přechodu studené fronty v prosinci/lednu 1978/1979. Vysvětlení obrázku je v obr. č. 16. Zdroj dat: Meteorologický deník stanice Praha-Ruzyně.

Z výše zmíněného intervalu odečítání T_{\max} a T_{\min} v rozmezí od 21 do 21 hodin MSSČ vyvstává další problém, a to v následné obtížné porovnatelnosti hodnot poklesů na mezinárodní úrovni. Při porovnávání hodnot poklesů se zahraničními státy je nutné si ověřit, v jakém termínu jsou hodnoty denních maxim a minim odečítány. Kupříkladu ve Švýcarsku se vyhodnocují (od roku 1990) od 0 do 24 h MSSČ (MeteoSwiss 2020), v Polsku od 18 do 18 MSSČ (IMGW 2020), na Slovensku od 0 do 24 h MSSČ (SHMÚ 2020). Německá meteorologická služba DWD uvádí interval měření od 23:51 do 23:50 MSSČ (DWD 2020). V Austrálii se například odečet provádí v 9:00 MSSČ ráno (BOM 2020). Na problém různého intervalu odečítání denních extrémů teploty vzduchu poukazují například Janis (2002) či Menne a kol. (2012).

Velkou výhodou metody detekce na základě denních teplotních extrémů je však jednoduchost a názornost. Objem použitých dat je relativně malý, data jsou snadno získatelná a manipulace s nimi není náročná. Zejména pro monitoring mezidenních změn teploty vzduchu je tato metoda hojně využívána (Panfil 2009; Gough, Hu 2016; Tam,

Gough 2012). Důraz se přitom dává na sledování mezidenních změn teplot vzduchu v letních měsících na základě T_{\max} a v zimních měsících na základě T_{\min} (Cattiaux a kol. 2015; Calef 1950; Piskala 2015). Je to především z důvodu vlivu denních teplotních extrémů na lidskou činnost a zdraví. Obecně lze konstatovat, že abnormálně výrazné T_{\max} představují riziko především v letních měsících, zatímco v zimních se za tak riziková nepovažují. Obráceně to pak platí pro T_{\min} a zimní období (Vicedo-Cabrera a kol. 2016). Dalším faktorem podporujícím využití T_{\max} pro popis mezidenních změn teploty vzduchu v letních, a T_{\min} v zimních měsících, je potvrzení hypotézy, že přechody letních studených front jsou patrnější v mezidenním kroku T_{\max} a přechody zimních studených front jsou naopak patrnější v mezidenním kroku T_{\min} (Čašek 2017).

Stejným způsobem se pro detekci poklesové události, respektive mezidenní změny teploty vzduchu, dá využít i průměrná denní teplota vzduchu (Li a kol. 2017; Panfil 2009). Výsledky této metody však velkou měrou ovlivňuje způsob výpočtu denního teplotního průměru. Pokud je denní průměr vypočítán z menšího počtu hodnot (např. z termínů tzv. Mannheimských hodin), náhlé kolísání teplot vzduchu je obtížněji charakterizováno, a přesnost takto vypočítané hodnoty průměrné denní teploty vzduchu je sporná. Detekce mezidenních změn teploty vzduchu je tak na základě průměrné denní teploty vzduchu spíše nevhodná (Čašek 2017).

3.2 Detekce na základě klouzavého období

Jelikož poklesy teploty vzduchu probíhají nezávisle na lidmi předem stanovených intervalech, nejpřesněji lze tyto události detekovat na základě intervalu, který má klouzavý charakter. Interval může mít libovolnou délku, v závislosti na způsobu jeho využití. Není však žádoucí, aby byl stanovený interval příliš dlouhý, a pokrýval tak výskyt T_{\max} dne n a T_{\min} dne $n+1$, jelikož bychom získali hodnotu denní amplitudy teploty vzduchu.

Aplikujme tuto metodu na případ poklesové události z května 2012 (viz Obr. 16) se zvoleným intervalem 12 hodin. Dne 11. 5. byl největší pokles teploty vzduchu naměřen od 16:00, kdy teplota dosahovala 29,5 °C. Po 12 hodinách, tedy ve 4:00, byla teplota vzduchu 12,3 °C. Hodnota poklesu je tedy 17,2 °C. V případě poklesové události na přelomu roku 1978 a 1979 (viz Obr. 17) byla nejvyšší naměřená teplota ve 13 hodin

10,1 °C. Po 12 hodinách byla naměřena teplota vzduchu -16 °C. Pokles teploty vzduchu byl tedy 26,1 °C.

Tuto metodu používá ČHMÚ v předpovědním systému integrované výstražné služby (SIVS). Výstraha pro “prudký pokles teploty” je vydávána v případě, pokud je predikováno snížení teploty vzduchu o více než 15 °C během 6 hodin. U tohoto kritéria je také podmínka, že teplota na konci intervalu musí být pod bodem mrazu. Musí tedy dojít k poklesu teploty vzduchu z kladných hodnot do záporných, či ze záporných do extrémně nízkých (ČHMÚ 2020).

3.3 Detekce na základě fixního období

Mezidenní změnu teploty vzduchu můžeme sledovat i na základě fixního období, tedy tak, že se pro odečet hodnoty poklesu použijí naměřené teploty v předem stanoveném čase, typicky za interval 24 hodin. Pro různé druhy užití může vyhovovat interval jiný. Například při zvolení intervalu od západu do východu slunce druhého dne můžeme detekovat vliv radiačního ochlazování v daném místě, a tak výskyt silných nočních mrazů, které jsou např. metodou denních teplotních maxim a minim obtížně detekovatelné. Tento způsob však hůře popisuje dynamické změny počasí, jelikož je přímo závislý na denním chodu teploty vzduchu.

Pro příklad si zvolme hodnoty teploty vzduchu naměřené ve 14 hodin MSSČ. Tento termín se jeví jako praktický především ze dvou důvodů. Prvním důvodem je, že se jedná o hodnotu naměřenou během dne. Společnost a průmysl se na ni tím pádem úzce váže. Druhý důvod je spíše praktického charakteru. Jedná se totiž o termín z tzv. “mannheimských hodin”. Tato hodnota tak byla ještě před zavedením automatizace měření pravidelně zapisována na většině meteorologických stanic, a je tedy dobře dohledatelná.

Dne 11. 5. 2012 ve 14 hodin byla na stanici Praha – Ruzyně naměřena teplota vzduchu 28,6 °C. O den později ve stejném termínu byla teplota vzduchu 11,9 °C. Ochladilo se tak o 16,7 °C. Z 12. na 13. 5. pak pozorujeme ochlazení o další 3,3 °C (Obr. 16).

4 Data a metody

4.1 Použitá data

Stěžejní data, na základě kterých byly poklesy teplot vzduchu detekovány, jsou denní maxima a denní minima teploty vzduchu, naměřená na stanicích provozovaných ČHMÚ. Jde o nejvyšší, respektive nejnižší teplotu vzduchu zaznamenanou od 21 do 21 hodin MSSČ, uváděnou s přesností na desetiny °C. V současné době je většina hodnot získána automatickým vyhodnocením teplotních dat, naměřených elektronickým teploměrem ve výšce 2 m nad zemí, nejčastěji nad travnatým povrchem. Na některých stanicích datové řady začínají později než dnem 1. 1. 1970, všechny datové řady tak nejsou kompletní.

Mezi stanice s kratší datovou řadou patří: Brno, Žabovřesky – datová řada od 1. 1. 1987, Horská Kvilda – od 1. 1. 1990, Pec pod Sněžkou – od 1. 2. 1988 (datová řada je na této stanici delší, v průběhu let však došlo k několika zásadním změnám polohy měřících přístrojů, jsou tak používány pouze data z poslední, tedy aktuální polohy stanice) a Hojsova Stráž – od 1. 1. 1989.

Všechny datové řady, které vstupují do praktické části diplomové práce, již prošly dřívější verifikací zajišťovanou ČHMÚ. Z tohoto důvodu na data není nutné aplikovat testy homogenity, jelikož odlehlé hodnoty a případné extrémy již byly dříve přezkoumány a zásadní chyby, které nápadně vybočují z datové řady, byly v databázi opraveny. I přes toto opatření se však v databázi některé chyby stále vyskytují. Chyby byly rozpoznány tak, že se poměrně výrazná denní změna teploty v jedné z jejích charakteristik neprojevuje v jiných teplotních charakteristikách, ani ve změně jiného meteorologického prvku, jako je například tlak vzduchu, či záznam o úhrnu srážek. Zároveň není podobně výrazný denní chod zaznamenan ani na blízké stanici. Typicky se jedná o chyby, které pocházejí z dat naměřených před automatizací měření. Pravděpodobně tak vznikly při převodu do digitální formy zápisu.

Pro účely rozdělení poklesových událostí do kategorií převládajících synoptických podmínek byla vybrána typizace povětrnostních situací podle metodického předpisu HMÚ (Hydrometeorologický ústav 1968). Pro každý den je v databázi vždy zvolena právě jedna povětrnostní situace, která byla na území Česka, dříve Československa převládající. Popis jednotlivých kategorií se nachází v Tab. 1.

Tab. 1: Klasifikace povětrnostních situací podle metodického předpisu HMÚ. Zdroj: (HMÚ 1968)

<i>zkratka</i>	<i>situace</i>
Wc	západní cyklonální situace
Wcs	západní cyklonální s jižní dráhou
Wa	západní anticyklonální situace
Wal	západní anticyklonální situace letního typu
NWc	severozápadní cyklonální situace
NWa	severozápadní anticyklonální situace
Nc	severní cyklonální situace
NEc	severovýchodní cyklonální situace
NEa	severovýchodní anticyklonální situace
Ec	východní cyklonální situace
Ea	východní anticyklonální situace
SEc	jihovýchodní cyklonální situace
SEa	jihovýchodní anticyklonální situace
Sa	jižní anticyklonální situace
SWc	jihozápadní cyklonální situace
SWa	jihozápadní anticyklonální situace
B	brázda nízkého tlaku nad střední Evropou
Bp	brázda postupující přes střední Evropu
Vfz	vchod frontální zóny
C	cyklóna nad střední Evropou
Cv	cyklóna výšková
A	anticyklóna nad střední Evropou
Ap	putující anticyklóna

4.2 *Metody výzkumu*

4.2.1 *Výběr a členění stanic*

Základním kritériem pro výběr stanic vstupujících do praktické části diplomové práce byla dostatečně dlouhá datová řada, jejíž minimální hranice byla stanovena na 30 let. Stanice byly následně vybrány tak, aby bylo pokryto co nejširší zastoupení nadmořské výšky a tvaru reliéfu (zde je uvažován konkávní a konvexní tvar reliéfu). Zároveň byl kladen důraz na to, aby byla zvolená staniční síť co možná nejpravidelnější. Tato podmínka měla však oproti předchozím dvěma nižší prioritu. Celkem tak bylo pro analýzu poklesových událostí vybráno 33 stanic.

V kontextu velikosti a sezonality poklesových událostí je zkoumán především vliv nadmořské výšky a tvaru reliéfu. Nadmořská výška stanic byla převzata z databáze CLIDATA ČHMÚ. Tvar reliéfu je uvažován konvexní a konkávní. Míra konvexnosti/konkávnosti byla vypočítána na základě digitálního modelu reliéfu s velikostí pixelů 50 x 50 metrů z digitální geografické databáze České republiky ArcČR500 a nadmořské výšky jednotlivých stanic zjištěné z databáze CLIDATA ČHMÚ následujícím způsobem. Kolem každé stanice byl vytvořen okruh s poloměrem 2 km. V každém okruhu byla vypočítána průměrná nadmořská výška z digitálního modelu reliéfu pomocí funkce *Zonal statistics* v programu ArcMap 10.4. Vypočítaný průměr byl následně odečten od hodnoty nadmořské výšky stanice. Stanice, pro které vyšla výrazně kladná hodnota, jsou uvažované za stanice na konvexním typu reliéfu, stanice s výrazně zápornou hodnotou jsou uvažované jako stanice na konkávním typu reliéfu. Výsledné hodnoty se pohybují v rozmezí od -142 (stanice Pec pod Sněžkou) do +378 (stanice Lysá hora). Tato hodnota je dále popisována jako index zakřivení reliéfu.

Pro výpočet hodnot Gorczynského indexu kontinentality byl použit vzorec (3). Délky datových řad, ze kterých je průměr nejteplejšího a nejchladnějšího měsíce vypočítán je stejná, jako délka datových řad použitá pro analýzu poklesů teploty vzduchu. Pro většinu stanic tak od roku 1970 do roku 2019.

4.2.2 *Nalezení událostí poklesů teploty vzduchu*

V této diplomové práci jsou poklesy teploty vzduchu detekovány na základě denních teplotních extrémů, viz kapitolu 3.1. Hodnoty poklesových událostí tedy byly

vypočítány z naměřených maximálních denních teplot vzduchu a minimálních denních teplot vzduchu na jednotlivých stanicích. Rozdíl byl vypočítán pro obě teplotní charakteristiky zvlášť (D_{max1} , D_{min1}), a to odečtením hodnoty konkrétního dne od hodnoty za den předcházející, podle vzorce (4):

$$D_1 = T_{n-1} - T_n \quad (4),$$

kde

D_1 je mezidenní změna teploty vzduchu,

T_n je T_{max} , respektive T_{min} konkrétního dne,

T_{n-1} je T_{max} , respektive T_{min} bezprostředně předcházejícího dne,

n zastupuje konkrétní den.

Výsledné kladné hodnoty udávají hodnotu poklesu teploty vzduchu ze dne na den. Výsledné hodnoty nabývajících záporných hodnot, tedy události mezidenních vzestupů teploty vzduchu, nejsou v práci uvažovány.

Pro nalezení dlouhodobějších poklesů teploty vzduchu byly obdobným způsobem vypočítány i dvoudenní (D_{max2} , D_{min2}) a třídenní (D_{max3} , D_{min3}) poklesy denních teplotních extrémů:

$$D_2 = T_{n-2} - T_n \quad (5),$$

respektive

$$D_3 = T_{n-3} - T_n \quad (6).$$

Ve vzorcích (5) a (6) jsou totožné veličiny, jako ve vzorci (4).

Datum, které se vztahuje k hodnotě poklesu, charakterizuje poslední den poklesové události. Pokud je například dne 7. 6. 2001 T_{max} 29,6 °C a následující den, tedy 8. 6. 2001 T_{max} 22,6 °C, zjištěný D_{max1} s hodnotou 7 °C bude přiřazen k datu 8. 6. 2001. Obdobné řešení bude platit pro D_2 a D_3 . První hodnoty D_1 jsou tedy v datové řadě (na většině stanic) přiřazeny k datu 2. 1. 1970, první hodnoty D_2 k datu 3. 1. 1970 a první hodnoty D_3 k datu 4. 1. 1970. Poslední hodnoty D_1 , D_2 a D_3 jsou na všech stanicích přiřazeny k datu 31. 12. 2019.

4.2.3 Vymezení extrémních poklesů

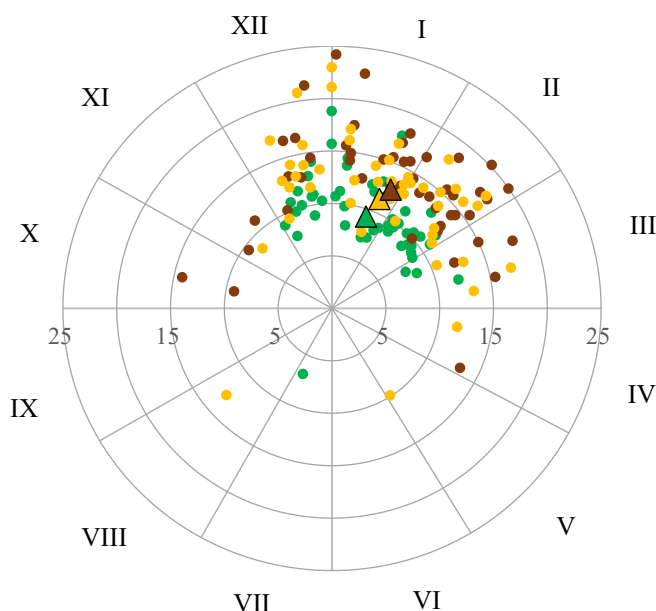
Kritérium pro určení hranice extrémních poklesových událostí pro maximální a minimální denní teplotu vzduchu bylo stanoveno 95. percentilem. Výsledných 5 %

nejvyšších hodnot poklesů je odděleno pro každou stanici zvlášť. Tyto hodnoty jsou analyzovány z hlediska jejich sezonality a velikosti. Pro účely porovnání poklesových událostí na základě fixní hodnoty poklesu je zvolena prahová hodnota 10 °C. Tato hodnota je zvolena na základě studie Tama, Gougha (2012), ve které je uvažovaná v kontextu mezidenních změn T_{\max} a T_{\min} jako velmi výrazná a nebezpečná.

4.2.4 Rozdělení poklesových událostí

Sezonalita poklesů T_{\max} a T_{\min} je vyjádřena třemi způsoby. V kapitole 5.2.2 je zobrazena pomocí histogramů, které jsou členěny vždy po třech měsících, a to způsobem: prosinec, leden, únor (zimní sezóna), březen, duben, květen (jarní sezóna), červen, červenec, srpen (letní sezóna) a září, říjen, listopad (podzimní sezóna).

Druhý způsob vyjádření sezonality je pomocí radiálních diagramů, které řadí příslušné události do jednotlivých měsíců. Pro každou stanici je vždy vybrána nejvyšší hodnota poklesové události v každém roce pro všech šest teplotních charakteristik (tedy T_{\max} , $T_{\max2}$, $T_{\max3}$ a T_{\min} , $T_{\min2}$, $T_{\min3}$). Při kompletní datové řadě tak do grafu vstupuje 3 x 50 událostí pro T_{\max} a 3 x 50 událostí pro T_{\min} (viz Obr. 18). Linie oddělující jednotlivé měsíce náleží vždy poslednímu dni v měsíci. Pokud se tedy v grafu vyskytuje událost, která leží např. na linii mezi červencem a srpnem, vztahuje se k datu 31. července.



Obr. 18: Sezonalita největších jednodenních (zelená), dvoudenních (žlutá) a třídenních (hnědá) poklesů T_{\min} za každý rok sledovaného období na stanici Desná – Souš. Výšece znázorňují jednotlivé měsíce. Vzdálenost od středu grafu znázorňuje velikost poklesu T_{\min} ve °C. Trojúhelníky znázorňují průměrný kalendářní den jednodenních, dvoudenních a třídenních poklesů T_{\min} .

V další části kapitoly 5.2.2 je popisována sezonalita na základě průměrných kalendářních dnů (v angličtině tzv. mean-days). Hodnota průměrného kalendářního dne je vytvořena zprůměrováním polohy událostí poklesů každé teplotní charakteristiky. Pro každou stanici jsou tedy vytvořeny 3 hodnoty pro T_{\max} a 3 hodnoty pro T_{\min} . Takto vytvořené hodnoty již nenesou informaci o velikosti poklesových událostí, ale dobře charakterizují sezonalitu jejich výskytu.

Třetí způsob vyjádření sezonality je opět pomocí radiálních diagramů (kapitola 5.3.2). V této části je zkoumán vliv nadmořské výšky a zakřivení reliéfu na sezonalitu poklesových událostí. Do grafů však vstupují hodnoty procentuálního zastoupení extrémních poklesů T_{\max} a T_{\min} během jednotlivých měsíců zvlášť pro každou stanici. Pro každou stanici je tak v grafu zaneseno 12 hodnot vyjádřených v procentech, které jsou spojeny linií.

Pro číselný popis sezonality T_{\max} a T_{\min} byla následně vytvořena hodnota (dále popisována jako index sezonality) zprůměrováním procentuálního zastoupení extrémních poklesů v zimní (prosinec, leden, únor) a letní sezóně (červen, červenec, srpen) s tím, že hodnoty letních měsíců byly převedeny do záporných čísel. Index sezonality u stanic, kde je větší podíl extrémních poklesů v letních měsících tak nabývá záporných hodnot. U stanic s větším podílem extrémních poklesů v zimních měsících nabývá index kladných hodnot. Index sezonality pro T_{\max} se pohybuje v rozmezí od -5,8 (Cheb) do -2,2 (Churáňov). Pro T_{\min} se pohybuje v rozmezí od 7,9 (Desná – Souš) do 0,2 (Červená).

Obr. 32 a Obr. 31 popisují vliv zakřivení reliéfu a nadmořské výšky na velikost poklesových událostí pomocí krabicových diagramů. Stejně jako v případě Obr. 33 a Obr. 34, do grafů vstupuje 5 stanic s nejvíce konkávním reliéfem, 5 stanic s nejvíce konvexním reliéfem, 5 stanic v nejvyšší nadmořské výšce a 5 stanic v nejnižší nadmořské výšce. Do výběru však nejsou zahrnuty stanice, které by mohly být ovlivněny tepelným ostrovem města – tedy Praha, Klementinum a Brno, Žabovřesky.

4.2.5 Vymezení největších poklesových událostí v Česku

V další části diplomové práce jsou hodnoceny nejvýraznější poklesové události v kontextu celého Česka. Ty byly zjištěny vypočítáním průměrné hodnoty poklesu T_{\max} a T_{\min} pro každý den zvlášť za celé sledované období. Do tohoto průměru vstupovaly

pouze kladné hodnoty změn teploty vzduchu ze všech stanic – byla tedy uvažována jen ochlazení. Stejný postup byl proveden i pro dvoudenní a třídní poklesy T_{\max} a T_{\min} .

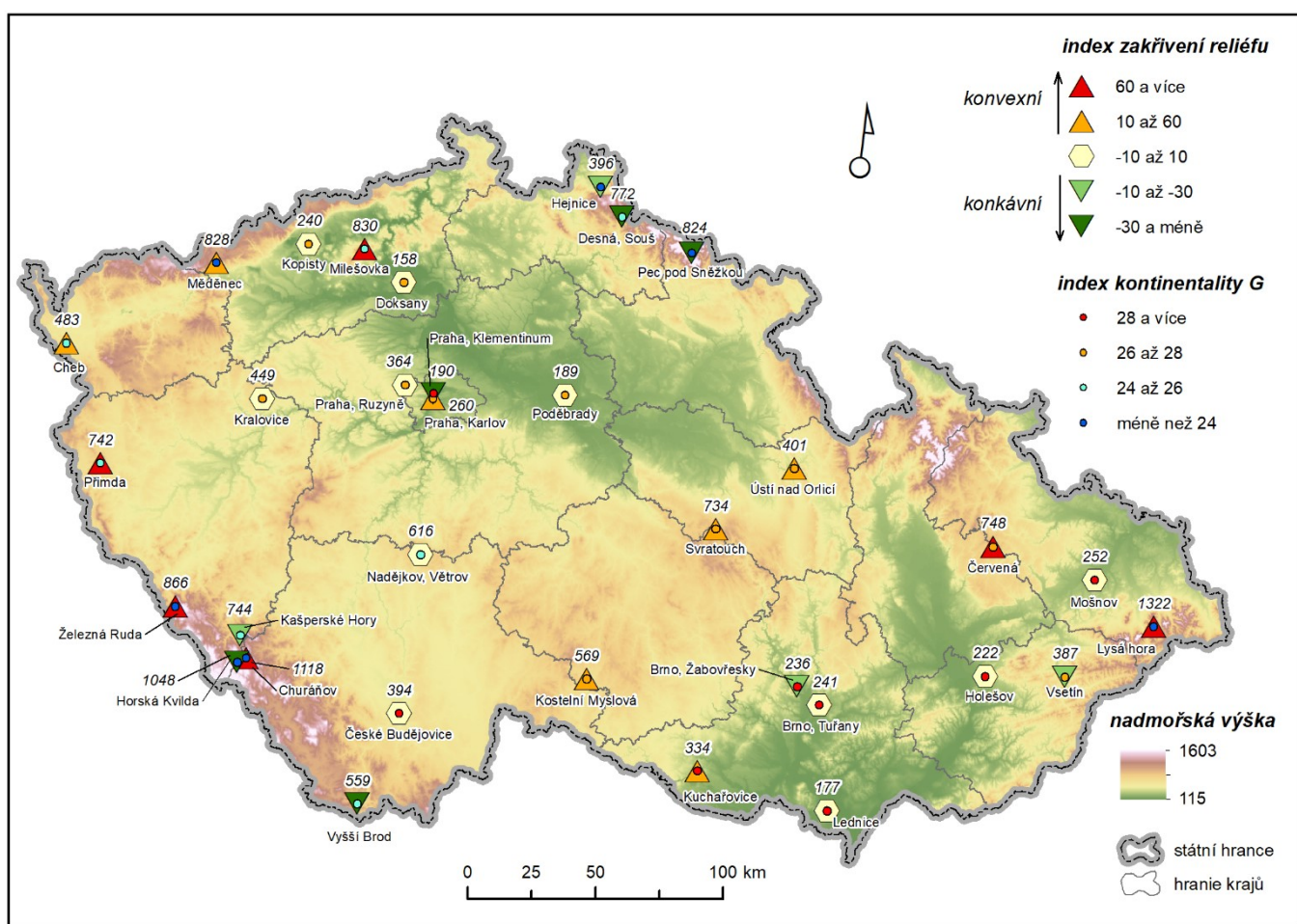
Jelikož se často vyskytoval problém, kdy byla výsledná hodnota ovlivněna tím, že je na části stanic ochlazení zaznamenáno o den později, respektive dříve než na jiných (viz kapitolu 3.1), byl před vypočtením průměrů datový soubor upraven následujícím způsobem. Byly uvažovány pouze ty dny, kdy došlo k ochlazení alespoň o 0,1 °C na 17 a více stanicích, tedy více než na polovině. Případné hodnoty vzestupů teploty vzduchu, které byly za daný den zaznamenány, byly nahrazeny hodnotou poklesu teploty vzduchu za den bezprostředně předcházející či následující (byla vybrána vyšší hodnota). Pokud se v obou případech opět vyskytovalo oteplení, či byla změna teploty indiferentní, byla hodnota vzestupu pro daný den nahrazena nulou. Z takto upravených dat byla následně vypočítána průměrná hodnota poklesu pro každý den zvlášť, která byla nahrazena jejím percentilem. Tento postup byl opět proveden pro T_{\max} , $T_{\max2}$, $T_{\max3}$ a T_{\min} , $T_{\min2}$, $T_{\min3}$ zvlášť.

Z největších percentilů jednodenních, dvoudenních a třídních poklesů byly následně vybrány největší poklesové události v Česku (odděleně pro T_{\max} a T_{\min}). Jako nejvýraznější poklesová událost byla zvolena jednodenní s největší hodnotou percentilu, jako druhá dvoudenní s největší hodnotou percentilu, jako třetí třídní s největší hodnotou percentilu, jako čtvrtá jednodenní událost s druhou nejvyšší hodnotou percentilu a tak dále. Pokud by měl být termín poklesové události zaznamenán podruhé (událost byla výraznější v jejím kratším, či delším průběhu), byl termín poklesu přeskočen. V tabulce událostí je patrné pořadí, termín výskytu, časová délka události a percentil.

5 Analýza rozdělení prudkých poklesů teploty vzduchu v Česku

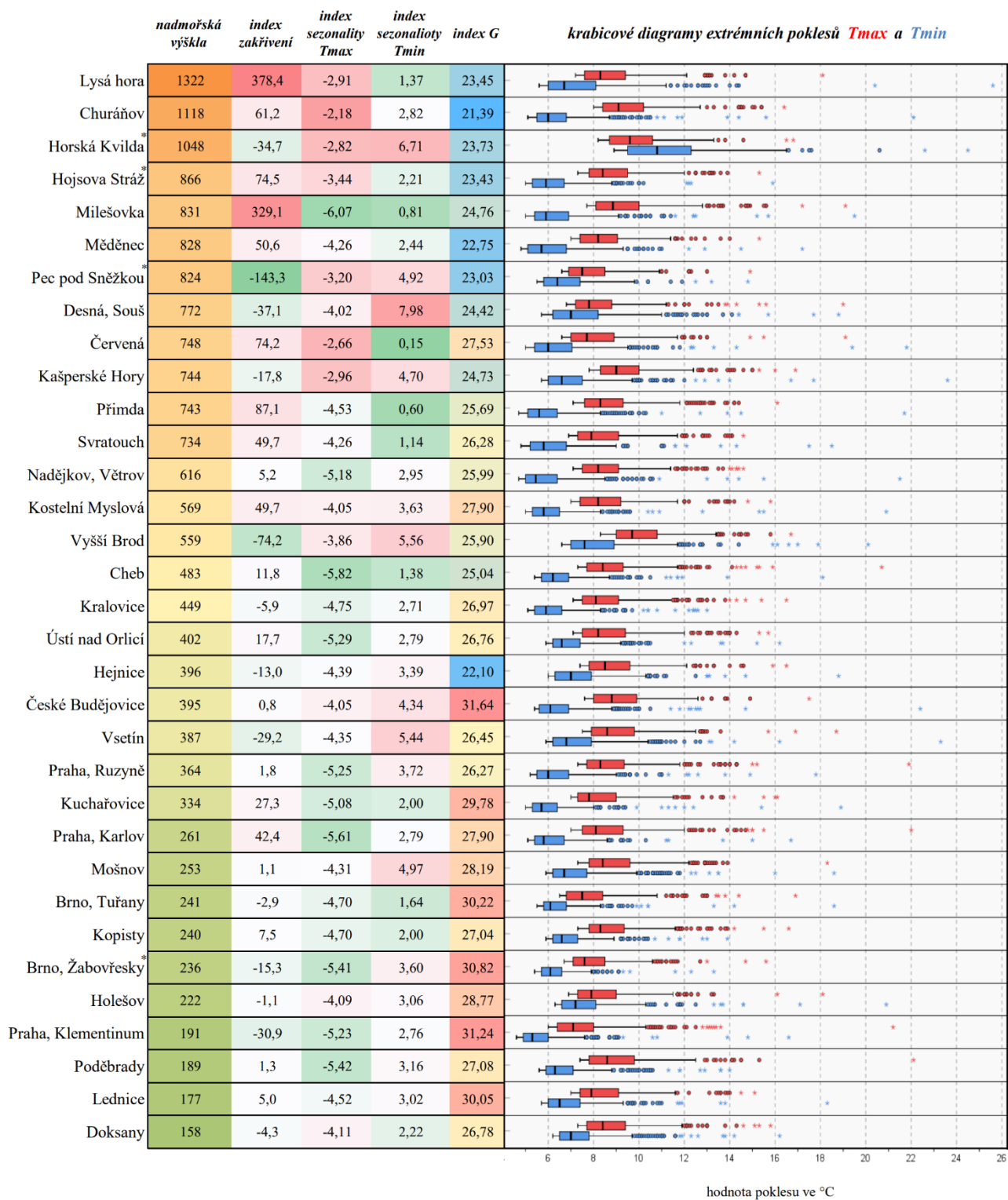
5.1 Seznam stanic

Rozmístění vybraných stanic, pro které byly poklesy minimální a maximální denní teploty vzduchu analyzovány, je patrné v Obr. 19. Stanice jsou také zanesené do Tab. 2, kde jsou ke každé přiřazené jejich fyzicko-geografické charakteristiky a krabicové diagramy extrémních hodnot jednodenních poklesů T_{\max} a T_{\min} .



Obr. 19: Náhled rozmístění vybraných meteorologických stanic. Zdroj podkladových dat: ArcČR500.

Tab. 2: Seznam vybraných stanic a charakteristik jejich polohy. Stanice jsou seřazeny podle nadmořské výšky. Ke každé stanici je přiřazen krabicový diagram pro extrémní hodnoty jednodenních poklesů T_{max} a T_{min} . Stanice označené hvězdičkou mají kratší datovou řadu.



5.2 Analýza prudkých poklesů teploty vzduchu bez ohledu na místo výskytu

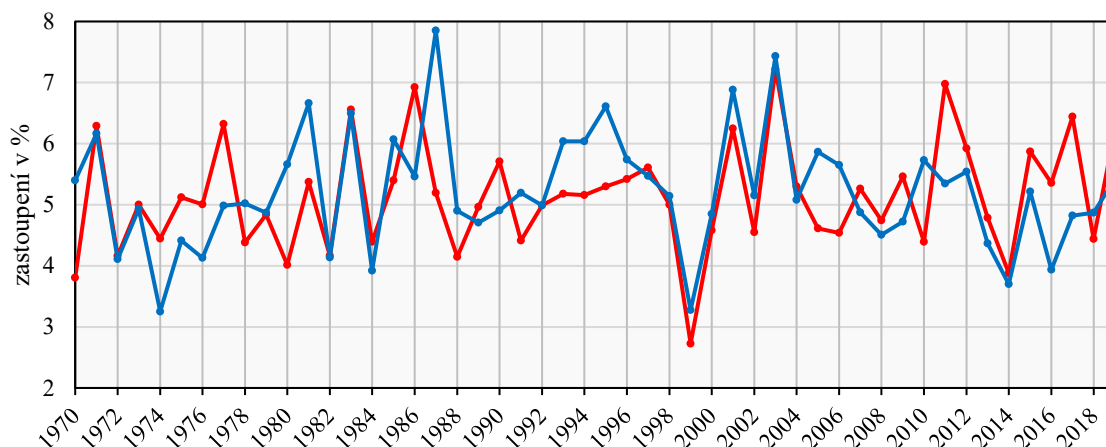
5.2.1 Meziroční variabilita

Výzkum je v první fázi zaměřen na popis výskytu extrémních poklesů teploty vzduchu v čase, konkrétně v rámci celého sledovaného období mezi lety 1970 a 2019. Za časovou řadu 50 let bylo celkem na 33 stanicích zjištěno 268 869 případů poklesu T_{\max} alespoň o 0,1 °C, a 290 865 případů poklesu T_{\min} alespoň o 0,1 °C. Největší pokles T_{\max} ze dne na den nese hodnotu 22,1 °C, největší pokles T_{\min} 25,6 °C. Medián všech poklesů T_{\max} je 2,1 °C, pro T_{\min} je 1,8 °C. Hodnota 95. percentilu se pro T_{\max} rovná 7,2, pro T_{\min} 5,6, viz Tab. 3:.

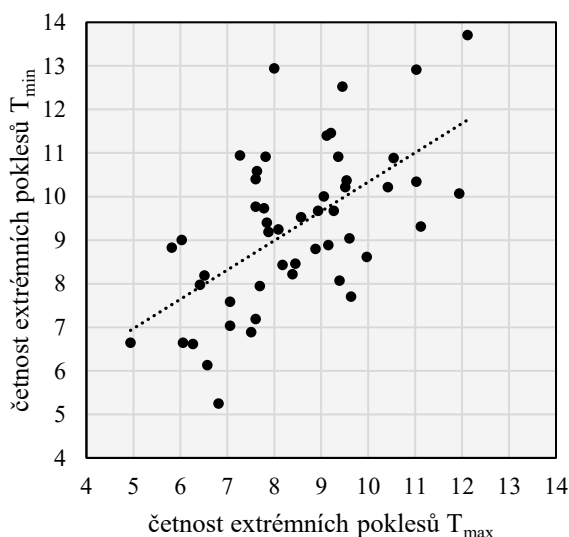
Tab. 3: Charakteristika poklesů teploty vzduchu pro T_{\max} a T_{\min} .

	T_{\max}	T_{\min}
počet událostí	268 869	290 865
maximální hodnota	22,1	25,6
hodnota 95. percentilu	7,2	5,6
medián	2,1	1,8
průměr	2,7	2,2

Procentuální zastoupení četností výskytu událostí poklesů teploty vzduchu nad 95. percentil během jednotlivých let je znázorněno na Obr. 20. Případy extrémních poklesů T_{\max} a T_{\min} se v průběhu zkoumaného období vyskytují poměrně pravidelně. Nejvíce extrémních poklesů T_{\max} bylo zjištěno v roce 2003, nejvíce extrémních poklesů T_{\min} v roce 1987. Nejméně extrémních poklesů T_{\max} a T_{\min} náleží k roku 1999. Průběhy poklesů teploty vzduchu v obou teplotních charakteristikách spolu do určité míry korelují (viz Obr. 21). Hodnota Pearsonova korelačního koeficientu r je 0,59.



Obr. 20: Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{max} (červeně) a T_{min} (modře) pro každý rok zvlášť během sledovaného období na všech stanicích. Průměrná hodnota 5 % odpovídá kritériu výběru extrémních poklesů.

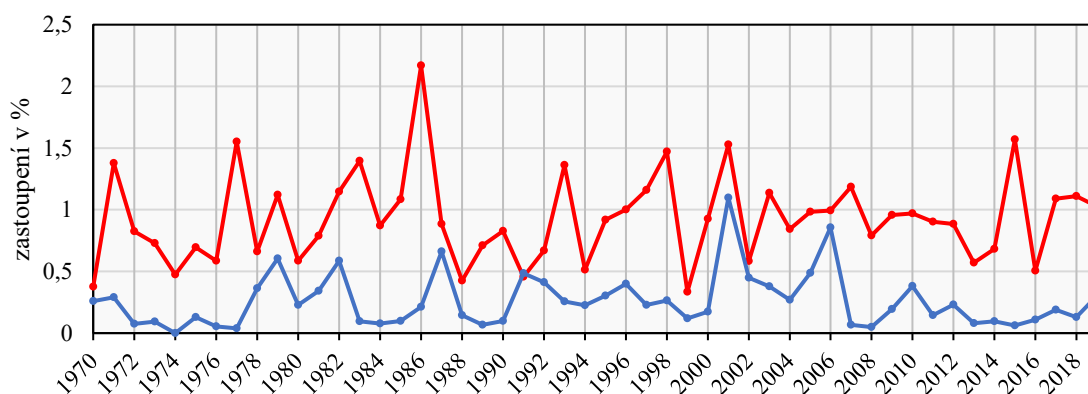


Obr. 21: Korelace četností extrémních poklesů T_{max} a T_{min} (nad 95. percentil) během jednotlivých let za sledovaného období na všech stanicích. Každá tečka se vztahuje k jednomu roku. Hodnoty jsou přepočteny na jednu stanici. Pearsonův korelační koeficient má hodnotu 0,59.

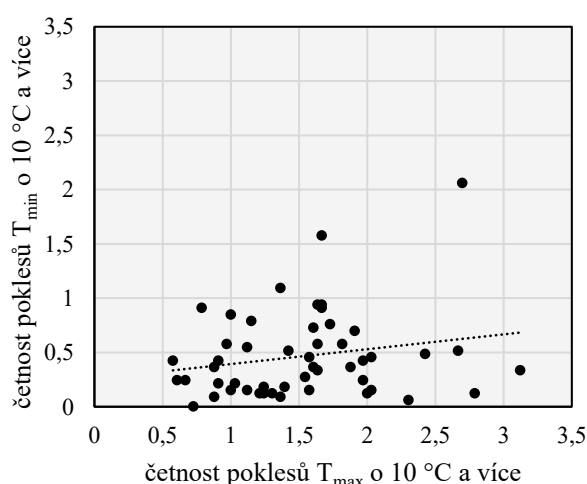
Vysoké četnosti extrémních poklesů T_{min} se vyskytly především v letech 1987, 2003 a 2001. V roce 1987 bylo zaznamenáno celkem 437 těchto případů. V T_{max} se však tento fenomén neprojevil, jelikož v roce 1987 bylo zaznamenáno pouze 274 případů, což je v kontextu T_{max} zhruba průměrná hodnota. Během dalších dvou let s vysokou četností extrémních poklesů T_{min} , tedy během roku 2003 (432 případů) a 2001 (402 případů), se větší zastoupení případů extrémních poklesů projevuje i v T_{max} – 382 případů v roce 2003 a 352 případů v roce 2001. Naopak nejnižších četností extrémních poklesů T_{min} bylo dosaženo v letech 1974 (179 případů) a 1999 (196 případů). Nižší četnost extrémních

poklesů se během těchto let projevuje i v T_{\max} , a to zejména v roce 1999, kdy se těchto případů vyskytlo pouze 170.

Při pohledu na graf procentuálního zastoupení počtu poklesů teploty vzduchu vyšších než $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (viz Obr 22) je zřejmé, že výskyt případů během roku není pro T_{\max} a T_{\min} vyrovnaný. Případy poklesů teplot vzduchu jsou během roku více rozkolísané, a to zejména v případě T_{\max} (rozdíly v procentuálním zastoupení během jednotlivých let často nabývají hodnot přes 1 %, v roce 1986 dokonce přes 2 %). Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{\max} je během let více rozkolísané než v případě T_{\min} . Korelace počtu událostí pro T_{\max} a T_{\min} je méně významná (viz Obr. 23) Hodnota Pearsonova korelačního koeficientu r je 0,21.



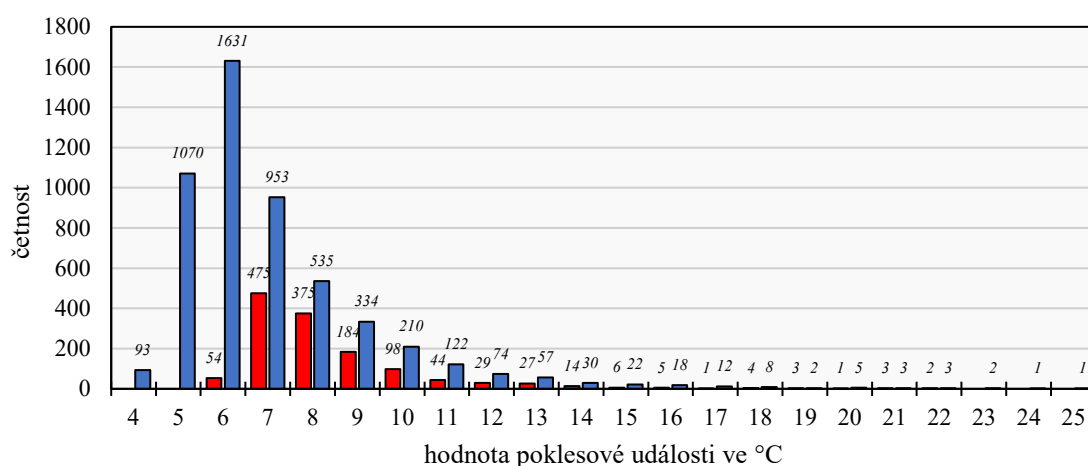
Obr 22: Procentuální zastoupení poklesů T_{\max} (červeně) a T_{\min} (modře) o $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a více v souboru poklesů pro každý rok zvlášť během sledovaného období na všech stanicích.



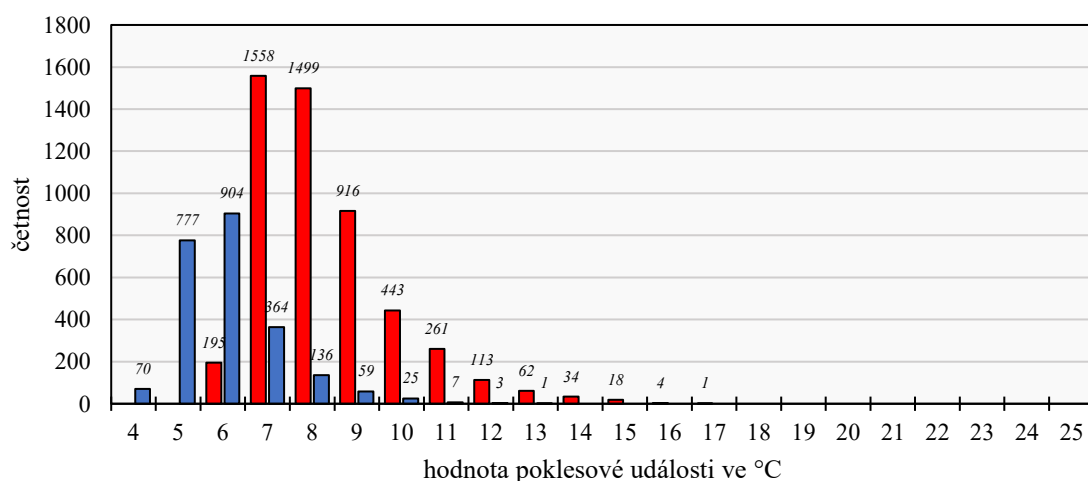
Obr. 23: Korelace četností poklesů T_{\max} a T_{\min} o $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a více během jednotlivých let za sledovaného období na všech stanicích. Každá tečka se vztahuje k jednomu roku. Hodnoty jsou přepočteny na jednu stanici. Pearsonův korelační koeficient má hodnotu 0,21.

5.2.2 Sezónní variabilita

V souvislosti se sezonalitou extrémních poklesů T_{\max} a T_{\min} byly hodnoty poklesových událostí charakterizovány zvlášť po sezónách a intervalech po 1 °C. Stejně sezony jsou ze všech roků spojeny a četnosti extrémních poklesů T_{\max} a T_{\min} (rozdělené podle velikosti poklesu) jsou v jednotlivých sezónách charakterizovány (Obr. 24, Obr. 25, Obr. 26 a Obr. 27). Do grafů vstupují hodnoty poklesových událostí větší než 95. percentil pro každou stanici zvlášť. Pozvolný nástup počtu událostí je způsoben rozdílnou hodnotou 95. percentilu na jednotlivých stanicích.



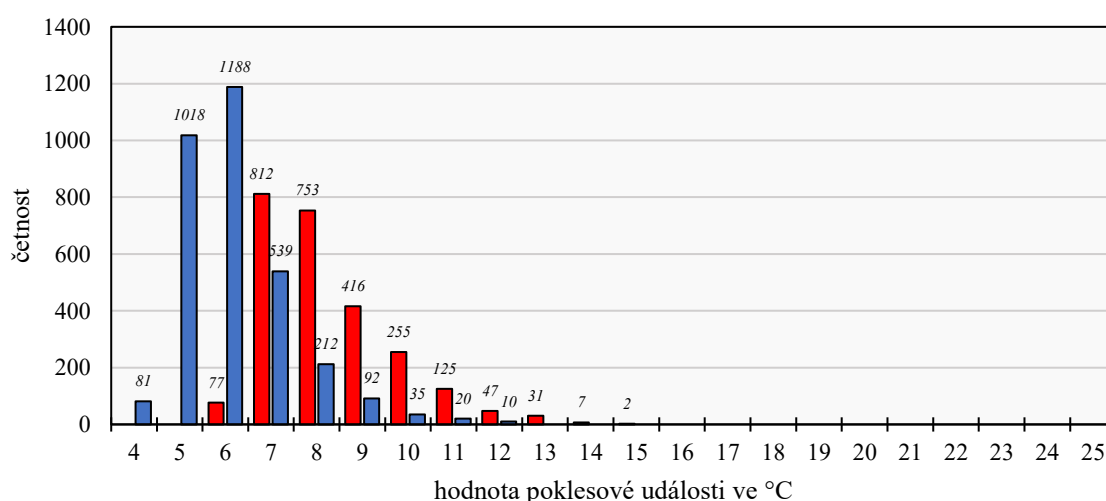
Obr. 24: Četnost extrémních poklesů T_{\max} (červeně) a T_{\min} (modře) v **zimní** sezóně (prosinec, leden, únor) na všech stanicích v intervalech po 1 °C.



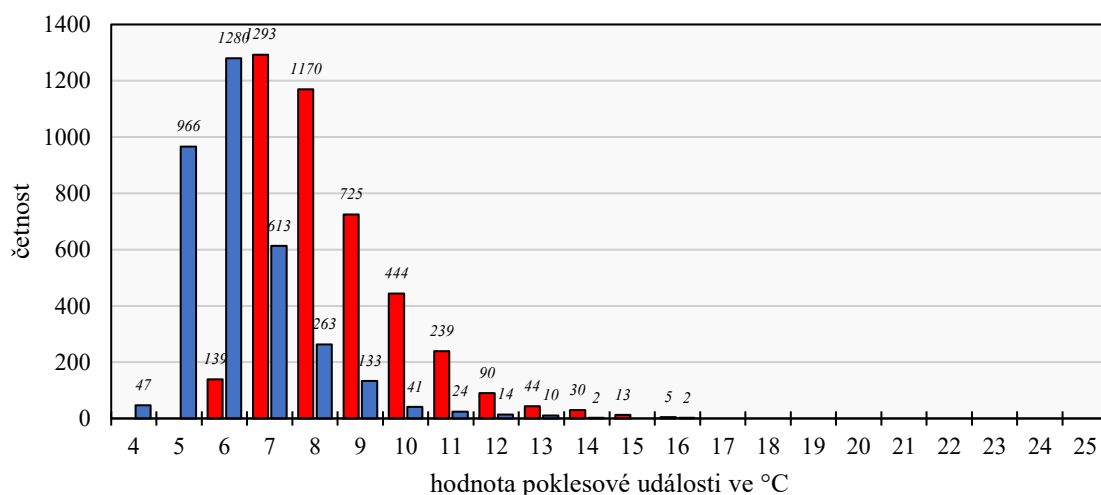
Obr. 25: Četnost extrémních poklesů T_{\max} (červeně) a T_{\min} (modře) v **letní** sezóně (červen, červenec, srpen) na všech stanicích v intervalech po 1 °C.

Rozdíl mezi zimními (Obr. 24) a letními (Obr. 25) měsíci je zejména v počtu případů velmi výrazný. V zimních měsících je dominantní výskyt případů poklesů T_{\min} (celkem 5186 případů). Počet případů poklesů T_{\min} je ve všech teplotních kategoriích vyšší, než počet případů poklesů T_{\max} (celkem 1325 případů). Nejvyššího počtu případů extrémních poklesů T_{\min} bylo dosaženo v kategorii ochlazení o 6 – 7 °C (1631 případů). Nejvyššího počtu případů extrémních poklesů T_{\max} bylo dosaženo v kategorii ochlazení o 7 – 8 °C (475 případů). Pokles četností je ve vyšších kategoriích hodnot pro T_{\max} i pro T_{\min} velmi pozvolný. Nejvyšší hodnota poklesu pro T_{\min} je 26,5 °C (Lysá Hora), pro T_{\max} je 23,4 °C (Kašperské Hory). Obě tyto hodnoty jsou největší poklesy T_{\min} a T_{\max} za všechny sezóny. Toto je zajímavé zejména z pohledu T_{\max} , jelikož četnost extrémních poklesů T_{\max} je v zimních měsících oproti ostatním sezónám zdaleka nejnižší. Ty nejvyšší poklesy T_{\max} se však nacházejí právě v zimní sezóně.

V letní sezóně (Obr. 25) je četnost extrémních poklesů T_{\max} a T_{\min} v porovnání se zimní sezónou opačná. V letních měsících je dominantní výskyt případů poklesů T_{\max} (celkem 5104 případů T_{\max} a 2346 případů T_{\min}). Nejvyššího počtu případů extrémních poklesů T_{\max} bylo dosaženo v kategorii ochlazení o 7 – 8 °C (1558 případů). Nejvyššího počtu případů extrémních poklesů T_{\min} bylo dosaženo v kategorii ochlazení o 6 – 7 °C (904 případů). Pokles četností je pro T_{\min} pozvolnější než pro T_{\max} . Nejvyšší hodnota pro T_{\max} je 17,2 °C dne 22. 6. 2018 na stanici Milešovka. Pro T_{\min} je nejvyšší hodnota poklesu 13,9 °C ze dne 27. 8. 2011 na Churáňově.



Obr. 26: Četnost extrémních poklesů T_{\max} (červeně) a T_{\min} (modře) v **podzimní** sezóně (září, říjen, listopad) na všech stanicích v intervalech po 1 °C.

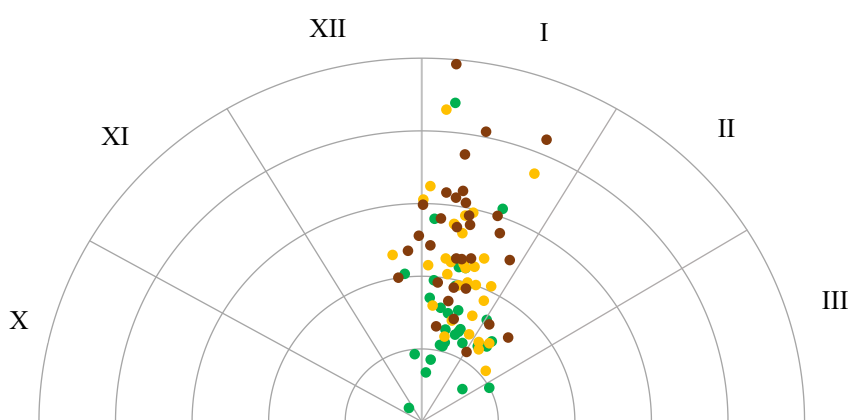


Obr. 27: Četnost extrémních poklesů T_{\max} (červeně) a T_{\min} (modře) v **jarní** sezóně (březen, duben, květen) na všech stanicích v intervalech po 1 °C.

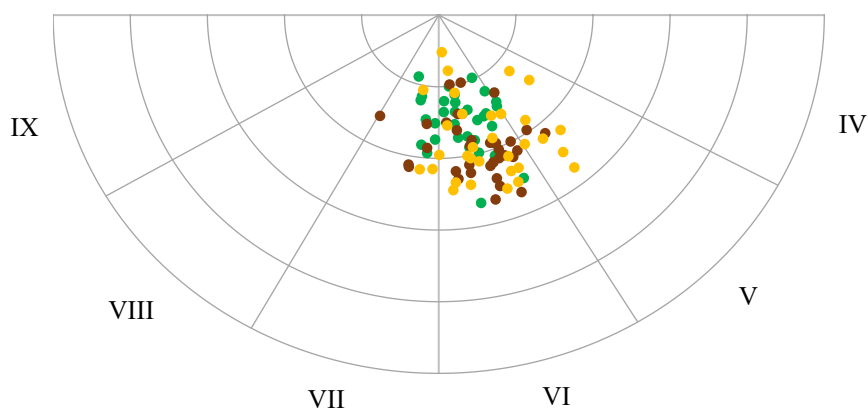
Rozdíl mezi podzimními (Obr. 26) a jarními (Obr. 27) měsíci není v počtu případů až tak výrazný a průběh četností není v porovnání s letní a zimní sezónou tak vypovídající. Je však zřejmé, že podzimní měsíce jsou na výskyt extrémních poklesů T_{\max} i T_{\min} chudší než jarní měsíce. Stav četností poklesových událostí v jarních a podzimních měsících lze obecně chápat jako přechod mezi letní a zimní sezónou. V podzimních měsících je dominantnější výskyt případů poklesů T_{\min} (3195 případů T_{\min} , 2525 případů T_{\max}). Nejvyššího počtu případů extrémních poklesů T_{\min} bylo dosaženo v kategorii 6 – 7 °C (1188 případů). Nejvyššího počtu případů extrémních poklesů T_{\max} bylo dosaženo v kategorii ochlazení o 7 – 8 °C (812 případů). Pokles četností je pro T_{\min} pozvolnější než pro T_{\max} . Nejvyšší hodnota poklesu pro T_{\max} je 15,5 °C dne 19. 9. 2011 na stanici Kuchařovice. Pro T_{\min} je nejvyšší hodnota poklesu 12,6 °C ze dne 1. 9. 1992 na Lysé Hoře.

V jarních měsících je častější výskyt případů poklesů T_{\max} (4192 případů T_{\max} a 3395 případů T_{\min}). Nejvyššího počtu případů extrémních poklesů T_{\max} bylo dosaženo v kategorii ochlazení o 7 – 8 °C (1293 případů). Nejvyššího počtu případů extrémních poklesů T_{\min} bylo dosaženo v kategorii ochlazení o 6 – 7 °C (1280 případů). Pozvolnost poklesu četností je pro T_{\max} a T_{\min} srovnatelná. Jarní měsíce jsou jedinou sezónou, kdy nejsou hodnoty poklesů v T_{\min} vyšší než hodnoty poklesů v T_{\max} . Největší pokles T_{\min} je 16,2 °C ze dne 10. 3. 2005 na stanici Horská Kvilda. Největší pokles T_{\max} je 16,8 °C ze dne 24. 4. 2000 opět na stanici Horská Kvilda.

Na Obr. 28 a Obr. 29 je patrná sezonalita průměrného kalendářního dne T_{\max} a T_{\min} za všechny stanice. Tyto dny poklesových událostí T_{\min} se objevují od listopadu do března. Naprostá většina hodnot však připadá pro leden (92 %). Sezonalita průměrných kalendářních dnů poklesových událostí T_{\max} je oproti T_{\min} opačná, jelikož se většina hodnot objevuje v červenci (83 %). Jelikož mají oba grafy stejné zvětšení, z menšího rozptylu průměrných kalendářních dnů T_{\max} od středu grafu lze usuzovat, že výrazné poklesy T_{\max} jsou v menší míře typické i pro zimní měsíce. Sezonalita výrazných poklesů T_{\min} (zejména $T_{\min 2}$ a $T_{\min 3}$) je situována do zimních měsíců, až na výjimky, striktně.



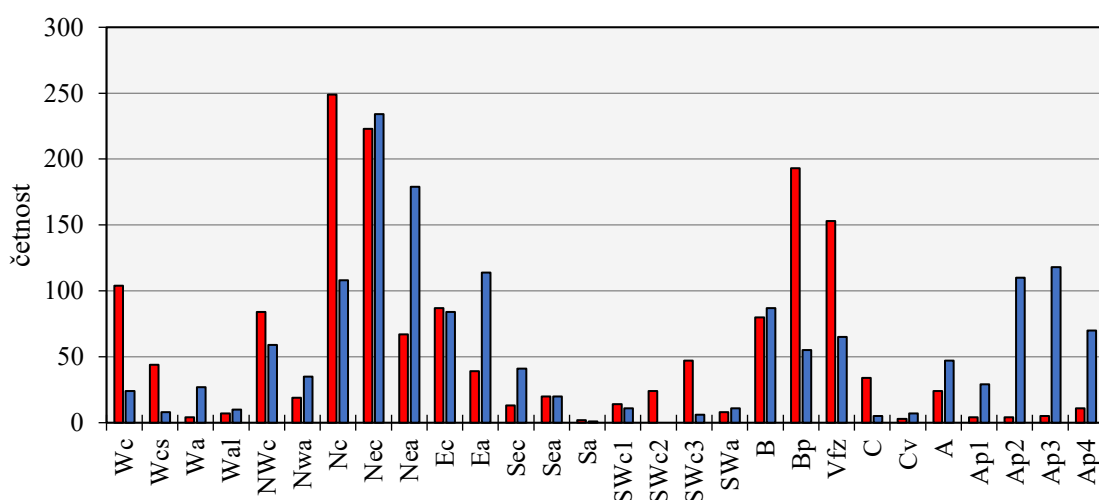
Obr. 28: Sezonalita průměrných kalendářních dnů jednodenních (zeleně), dvoudenních, (žlutě) a třídenních (hnědě) poklesů T_{\min} pro všechny stanice. Výšeče znázorňují jednotlivé měsíce.



Obr. 29 Sezonalita průměrných kalendářních dnů jednodenních (zeleně), dvoudenních, (žlutě) a třídenních (hnědě) poklesů T_{\max} pro všechny stanice. Výšeče znázorňují jednotlivé měsíce.

5.2.3 Poklesy denních teplotních extrémů v souvislosti s povětrnostní situací

Tato kapitola pojednává o vlivu jednotlivých synoptických situací na mezidenní změny teploty vzduchu v T_{\max} a T_{\min} . Pro každou stanici je vybrán největší pokles T_{\max} a T_{\min} pro každý rok. Pokud tedy meteorologická stanice disponuje kompletní datovou řadou, vstupuje za ni do Obr. 30 celkem 50 událostí poklesů T_{\max} a 50 událostí poklesů T_{\min} . V této části není uvažována hodnota poklesu, ale pouze den, kdy k ochlazení došlo (tedy den, kdy byla teplota vzduchu výrazně nižší, než den předchozí). Ke každému dni je následně přiřazen typ povětrnostní situace, který na území Česka převládal. Četnosti kategorií povětrnostních situací, které v době povětrnostních událostí převládaly, jsou patrné v Obr. 30.



Obr. 30: Četnosti největších poklesů T_{\max} (červeně) a největších poklesů T_{\min} (modře) za každý rok na všech stanicích pro kategorie povětrnostních situací podle klasifikace HMÚ, (Hydrometeorologický ústav 1968).

Z Obr. 30 vyplývá, že v den, kdy dochází ke snížení T_{\max} převládají především severní (Nc) a severovýchodní cyklonální situace (Nec). Vhodné podmínky nastávají také během situace postupu brázd nízkého tlaku vzduchu přes střední Evropu (Bp) a během povětrnostní situace vchodu frontální zóny (Vfz). V den, kdy dochází k poklesům T_{\min} převažují, stejně jako v případě T_{\max} , severovýchodní cyklonální situace (Nec). V dalších případech je však mezi poklesy T_{\max} a T_{\min} patrný rozdíl, neboť četné zastoupení poklesů T_{\min} spadá do kategorií severovýchodní anticyklonální situace (Nea), situace putující anticyklony (Ap) a východní anticyklonální situace (Ea). Nejméně poklesových událostí nastává během západních situací, především anticyklonálních (Wal, Wa), jižních a jihozápadních situací (Sa, SWc) a situací výškové cyklóny (Cv).

5.3 Analýza prudkých poklesů teploty vzduchu podle místa výskytu

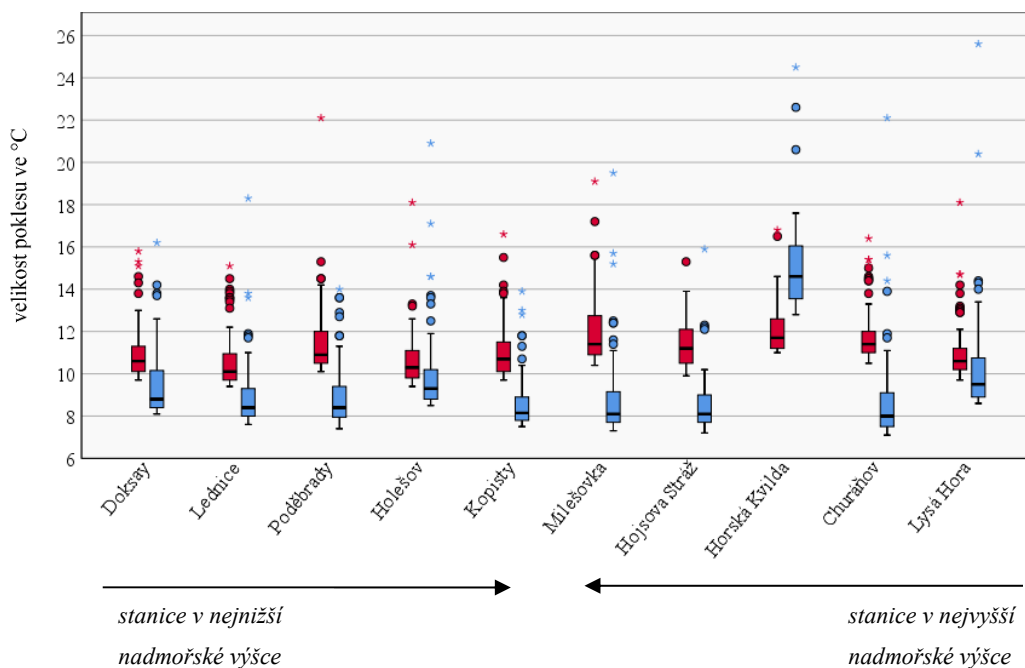
5.3.1 Velikosti prudkých poklesů teploty vzduchu podle charakteristik reliéfu

5.3.1.1 Nadmořská výška

V této části se výzkum zabývá otázkou, zda má nadmořská výška vliv na velikost poklesů T_{\max} a T_{\min} . Do Obr. 31 vstupuje 5 a 5 stanic, které se nacházejí v nejvyšší, respektive nejnižší nadmořské výšce. Pro lepší charakteristiku nejvyšších poklesů T_{\max} a T_{\min} byla jako prahová hodnota použita hodnota 99. percentilu.

Z Obr. 31 vyplývá, že nadmořská výška nemá na velikosti poklesů T_{\max} a T_{\min} přímý vliv. Stanice v nejnižších nadmořských výškách vykazují vzájemnou podobnost v hodnotách nejvyšších poklesů T_{\max} i T_{\min} . Hodnoty 99. percentilu se u poklesů T_{\max} pohybují od 9,6 do 10,1 °C, v případě T_{\min} od 7,6 do 8,5 °C.

V případě vyšších nadmořských výšek však pozorujeme větší variabilitu mezi stanicemi. Výraznou odlišnost představuje stanice Horská Kvilda (hodnota 99. percentilu T_{\min} je nebývale vysoká, a to 12,8 °C), v menší míře i Lysá Hora (hodnoty 99. percentilu jsou pro T_{\max} a T_{\min} srovnatelné). Na ostatních stanicích v této kategorii lze pozorovat větší rozdíl v hodnotách 99. percentilu T_{\max} a T_{\min} .

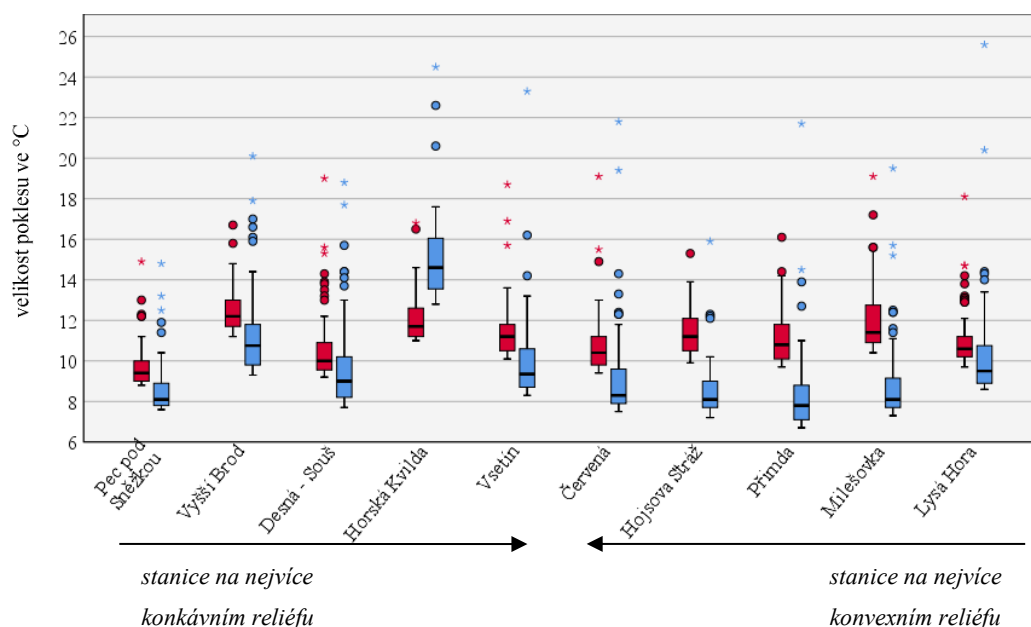


Obr. 31: Krabicové diagramy pro 5 stanic v nejnižší nadmořské výšce a 5 stanic v nejvyšší nadmořské výšce. Do grafu vstupují hodnoty nad 99. percentil T_{\max} a T_{\min} z každé stanice.

5.3.1.2 Tvar reliéfu

Diagramy v Obr. 32 jsou vytvořeny obdobně, jako diagramy v Obr. 31. Vstupuje do nich však 5 stanic nacházejících se na nejvíce konkávním, a 5 stanic na nejvíce konvexním reliéfu.

Hodnoty poklesů T_{\max} a T_{\min} na stanicích s nejvíce konkávním reliéfem vzájemně nevykazují téměř žádnou podobnost. Hodnota 99. percentilu obou teplotních charakteristik je napříč stanicemi velmi rozkolísaná. Nejvyšší hodnoty poklesů jsou zaznamenány na stanicích Vyšší Brod a Horská Kvilda. Horská Kvilda má také jako jediná z celého výběru stanic 99. (i 95.) percentil vyšší v případě T_{\min} (viz Tab. 2). Nejvyšší poklesy T_{\max} a T_{\min} na stanicích s nejvíce konvexním reliéfem mají mezi sebou více podobností. Za zmínku stojí hodnota 99. percentilu poklesů T_{\min} , která je oproti ostatním stanicím nižší. U stanic Červená, Hojsova Stráž, Přimda a Milešovka se rozdíl mezi 99. percentilem poklesů T_{\max} a T_{\min} s vyšší hodnotou indexu zakřivení reliéfu zvyšuje. Tento trend však neplatí pro stanici Lysá Hora, jelikož jsou zde obě hodnoty 99. percentilu srovnatelné. Ani v tomto případě se nepodařilo prokázat vliv tvaru reliéfu na velikosti poklesů T_{\max} a T_{\min} .



Obr. 32: Krabicové diagramy pro 5 stanic s nejnižším indexem zakřivení reliéfu a 5 stanic s nejvyšším indexem zakřivení reliéfu. Do grafu vstupují hodnoty nad 99. perentil T_{\max} a T_{\min} z každé stanice.

5.3.2 Sezonalita prudkých poklesů teploty vzduchu podle charakteristik reliéfu

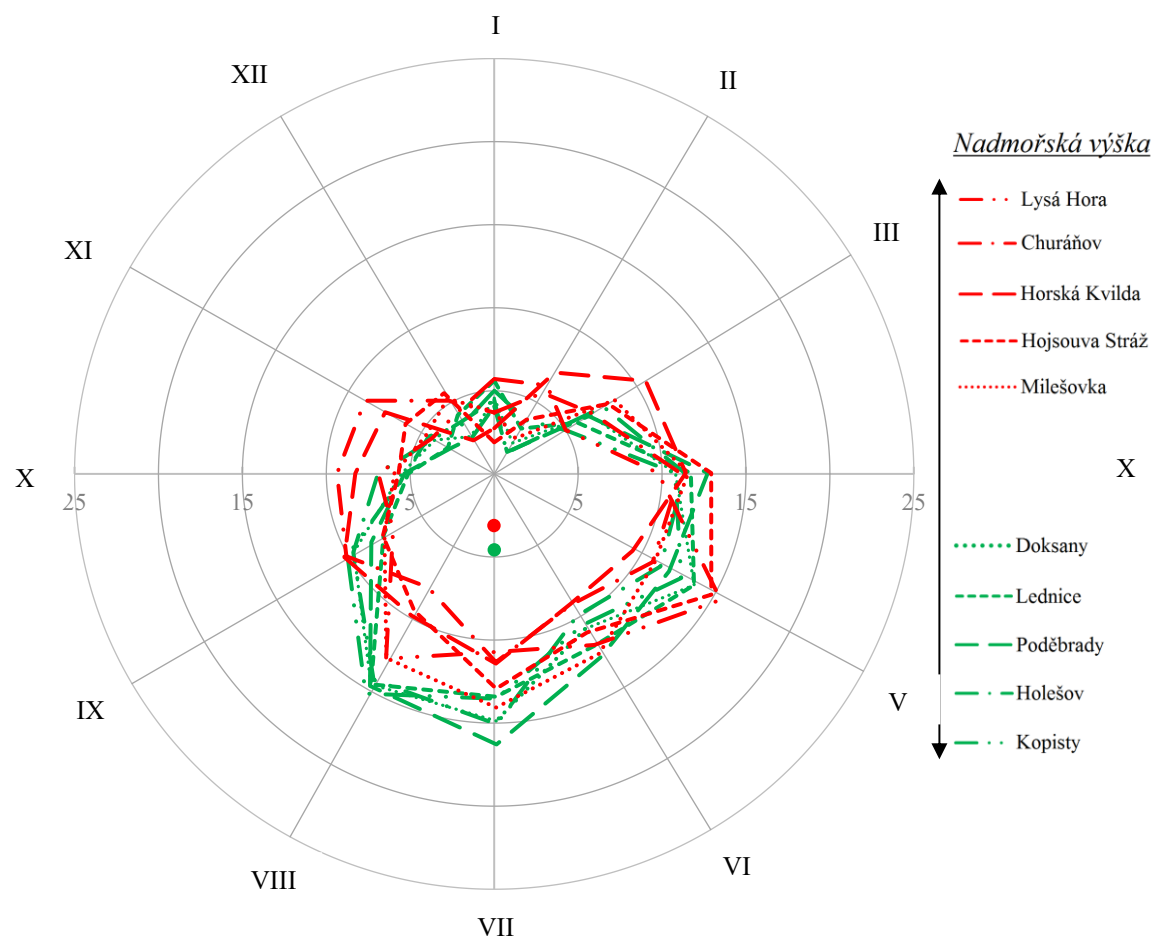
5.3.2.1 Nadmořská výška

Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{\max} pro 5 stanic v nejvyšší nadmořské výšce a 5 stanic v nejnižší nadmořské výšce je patrné na Obr. 33. Rozložení extrémních poklesů je během roku pro obě výškové kategorie srovnatelné. Od listopadu do března je podíl nejnižší, od dubna dále do letních měsíců bývá výskyt častější a v podzimních měsících opět extrémních poklesů ubývá.

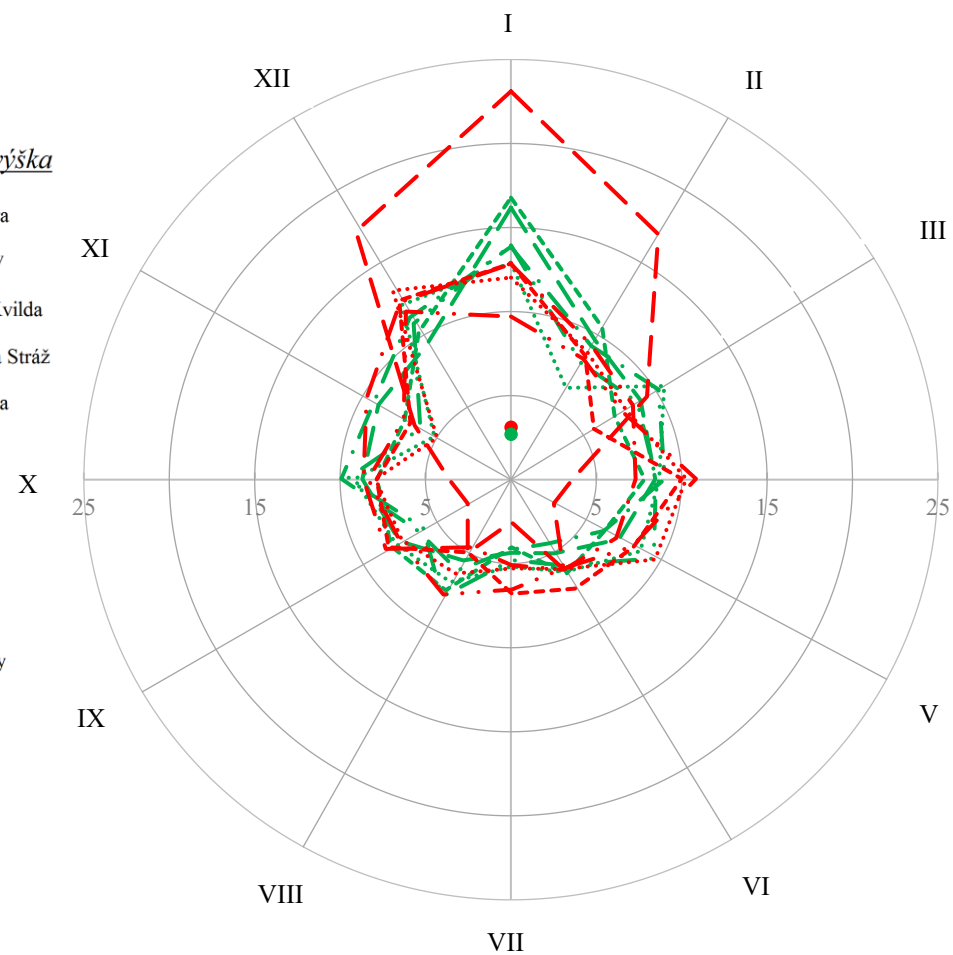
Rozdíl v sezonalitě obou výškových kategorií však patrný je, a to od července do listopadu. Stanice v nižších nadmořských výškách vykazují větší podíl extrémních poklesů T_{\max} v letních měsících na úkor podzimních. Nejvyšších podílů dosahují v červenci a v srpnu, a to kolem 15 %. V září však událostí extrémních poklesů na stanicích v nižších polohách razantně ubývá (září 7 – 10 %, od listopadu kolem 5 %).

Stanice ve vyšších polohách vykazují rovnoměrnější zastoupení extrémních poklesů během roku. Podíl je v podzimních měsících sice také snížen, ne však tak razantně, jako v případě stanic v nižších nadmořských výškách. Rozdílnost v sezonalitě extrémních poklesů T_{\max} na stanicích obou výškových kategorií je částečně patrný i na základě průměrů hodnot indexu sezonality. Pro stanice ve vyšších polohách je tato hodnota -3,1, pro stanice v nižších polohách je -4,9.

Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{\min} pro obě výškové kategorie je patrné na Obr. 34. Stanice ve vyšších polohách jsou opět typické rovnoměrnějším rozložením extrémních poklesů během roku s vyšším podílem případů v prosinci a v lednu. Výraznou výjimku v rozdílném ročním chodu však představuje stanice Horská Kvilda. Tato odlišnost je jistě podmíněna odlišným reliéfem, na kterém se stanice nachází. Stanice v nižších nadmořských výškách vykazují rovnoměrné zastoupení extrémních poklesů během roku s výrazným maximem v lednu. Průměrný index sezonality extrémních poklesů T_{\min} pro stanice v nížinách je 2,7, pro stanice ve vyšších polohách je 3,1. Toto číslo je však zkresleno přítomností Horské Kvildy ve výběru stanic.



Obr. 33: Procentuální zastoupení extrémních T_{\max} během jednotlivých měsíců. Do grafu vstupuje 5 stanic v nejnižší nadmořské výšce (zelená) a 5 stanic v nejvyšší nadmořské výšce (červená). Tečka znázorňuje průměrnou hodnotu indexu sezonality vstupujících stanic.



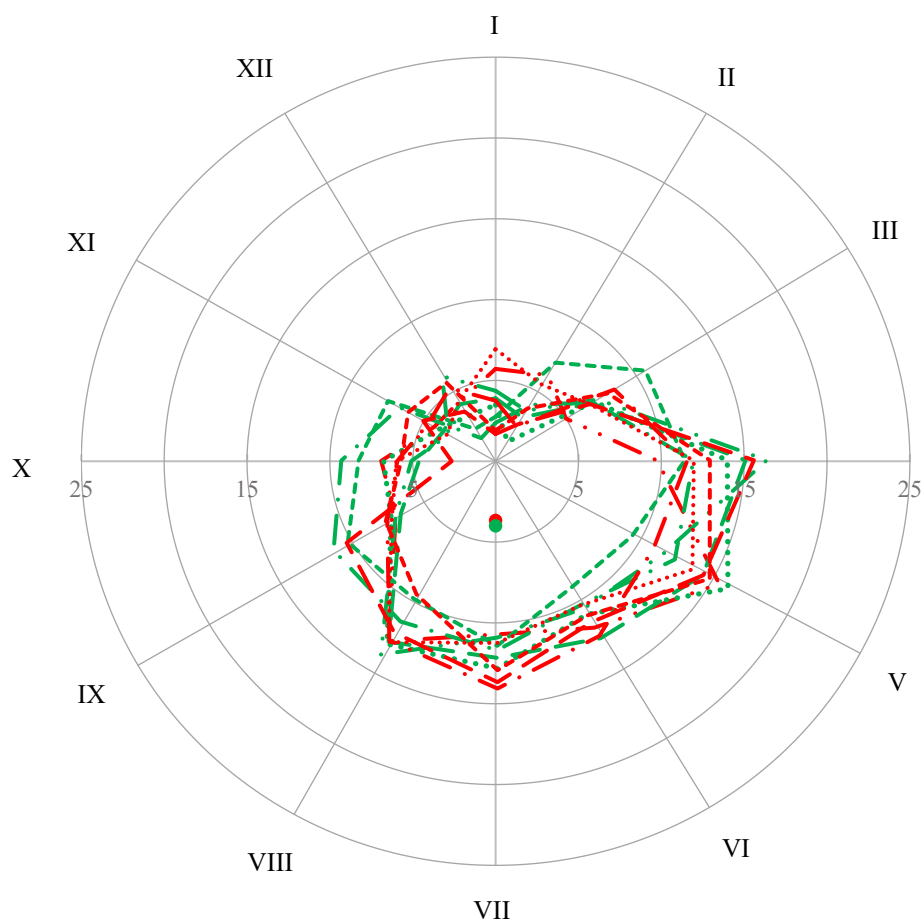
Obr. 34: Procentuální zastoupení extrémních T_{\min} během jednotlivých měsíců. Do grafu vstupuje 5 stanic v nejnižší nadmořské výšce (zelená) a 5 stanic v nejvyšší nadmořské výšce (červená). Tečka znázorňuje průměrnou hodnotu indexu sezonality vstupujících stanic.

5.3.2.2 Tvar reliéfu

Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{\max} pro 5 stanic na nejvíce konkávním a 5 stanic na nejvíce konvexním reliéfu je patrné na Obr. 35. Rozdíl v sezonalitě stanic na různém druhu reliéfu však není patrný. Za povšimnutí však stojí výrazně větší podíl událostí v dubnu a květnu. V červnu následně dochází ke snížení podílu událostí, ale ten vzápětí v červenci opět nabývá. V podzimních měsících je pak pro stanice na konkávním i konvexním reliéfu podíl zastoupení extrémních poklesů T_{\max} nejnižší. Průměrný index sezonality (kapitola 4.2.4) extrémních poklesů T_{\max} pro stanice s konvexním reliéfem je -3,6, s konkávním reliéfem -4,0.

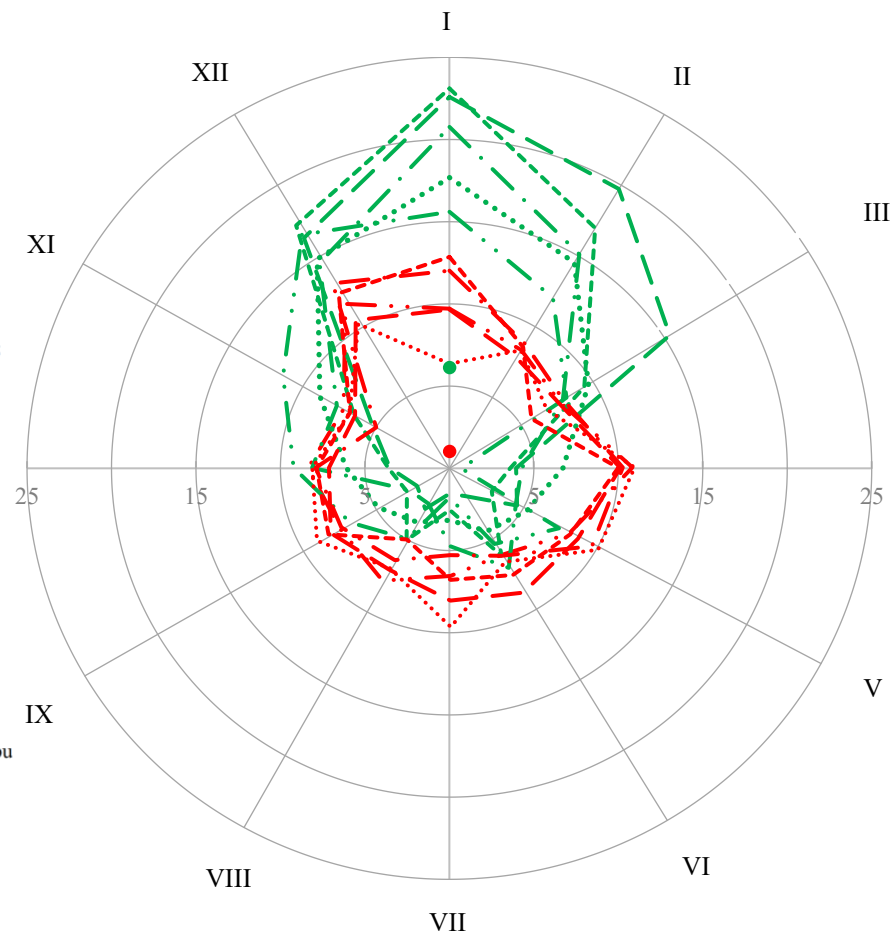
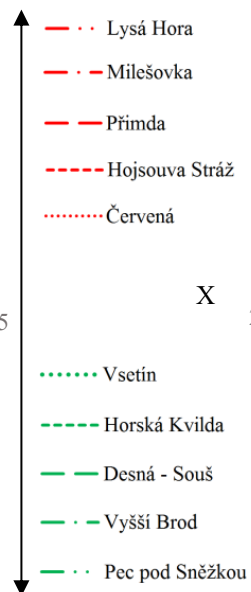
V případě T_{\min} je však tato situace pro stejný výběr stanic naprosto rozdílná (viz Obr. 36). Stanice na konvexním reliéfu mají roční průběh extrémních poklesů poměrně vyrovnaný s výraznějším podílem v prosinci a v lednu. V podzimních a jarních měsících nabývá zastoupení událostí na stanicích jen velmi malých rozdílů, a to do 2 %. Podíl zastoupení mezi stanicemi nabývá největších rozdílů v lednu a v červenci (7 % a 5 %). Například stanice Červená má nižší podíl extrémních poklesů v lednu, ale vyšší v červenci, zatímco stanice Milešovka, či Hojsova stráž mají opačný charakter.

Stanice s konkávním reliéfem však mají výrazně dominantní podíl extrémních poklesů T_{\min} v zimních měsících. V letních měsících je pak tento podíl zanedbatelný (na většině stanic do 5 %). Podíl zastoupení se mezi stanicemi nejvíce různí v lednu (7,6 %) a v únoru (7,7 %). Nejnižšího podílu zastoupení v ledu a v únoru dosahuje stanice Pec pod Sněžkou, což je paradoxní, jelikož je její index zakřivení reliéfu (kapitola 4.2.1) nejvyšší. Na rozdíl od ostatních stanic má totiž Pec pod Sněžkou vyšší podíl zastoupení v podzimních měsících. Rozdílnost v sezonalitě extrémních poklesů T_{\min} na stanicích s konvexním a konkávním reliéfem je patrný i na základě průměrných hodnot indexu sezonality. Pro stanice na konvexním reliéfu je tato hodnota 1,0, pro stanice na konkávním reliéfu je 6,1.



Obr. 35: Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{max} během jednotlivých měsíců. Do grafu vstupuje 5 stanic na nejvíce konkávním reliéfu (zelená) a 5 na nejvíce konvexním reliéfu (červená). Tečka znázorňuje průměrnou hodnotu indexu sezonality vstupujících stanic.

Zakřivení reliéfu



Obr. 36: Procentuální zastoupení extrémních poklesů T_{min} během jednotlivých měsíců. Do grafu vstupuje 5 stanic na nejvíce konkávním reliéfu (zelená) a 5 na nejvíce konvexním reliéfu (červená). Tečka znázorňuje průměrnou hodnotu indexu sezonality vstupujících stanic.

6 Největší poklesy teploty vzduchu v Česku

Největší poklesy T_{\max} a T_{\min} , seřazené podle velikosti a prostorového rozsahu na základě metody popsané v kapitole 4.2.5 jsou zaneseny do Tab. 4: Seznam 20 největších poklesů v Česku v charakteristice T_{\max} a T_{\min} . Termín určuje datum, kdy došlo během konkrétní události k poklesu teplotní charakteristiky na největším počtu stanic, délka určuje, zda byla událost detekována v jednodenním, dvoudenním, či třídním poklesu. Sloupec situace popisuje povětrnostní podmínky, které konkrétní den v Česku převažovaly (klasifikace povětrnostních situací HMÚ, Hydrometeorologický ústav 1968). Události, které se nacházejí mezi 20 největšími a projevíly se v obou teplotních charakteristikách, jsou pouze čtyři. Tyto události jsou v tabulce označeny hvězdičkou. V následující části této kapitoly je popsána událost ochlazení na přelomu let 1978/1979 a dvě největší z obou teplotních kategorií.

Tab. 4: Seznam 20 největších poklesů v Česku v charakteristice T_{\max} a T_{\min} . Termín určuje datum, kdy došlo během konkrétní události k poklesu teplotní charakteristiky na největším počtu stanic, délka určuje, zda byla událost detekována v jednodenním, dvoudenním, či třídním poklesu. Sloupec situace popisuje povětrnostní podmínky, které konkrétní den v Česku převažovaly (klasifikace povětrnostních situací HMÚ, Hydrometeorologický ústav 1968). Události ochlazení, které se projevíly v obou teplotních charakteristikách, jsou označeny hvězdičkou.

pořadí	T_{\max}			T_{\min}		
	termín	délka	situace	termín	délka	situace
1	02.01.1979*	1	NEc	01.01.1979*	1	NEc
2	11.04.1986*	2	NEc	22.01.2006*	1	NEa
3	22.06.2018	1	Nc	13.12.2001	1	NEc
4	13.05.2012	2	Ap2	08.01.1982*	3	Nc
5	07.01.1982*	1	Nc	20.03.2005	2	Ap4
6	04.08.1983	3	C	07.01.2017	3	Vfz
7	11.07.1972	1	NEc	07.01.1987	1	Nc
8	02.04.1989	2	NEc	01.01.2003	2	Ap3
9	25.06.2000	3	B	03.03.1987	3	Vfz
10	31.05.2005	1	Bp	22.12.1996	3	SEc
11	23.01.2006*	1	NEa	20.01.1992	1	NEc
12	28.04.1989	2	B	16.12.1994	3	NWc
13	30.05.1986	3	B	23.12.2001	1	Nc
14	13.09.2012	2	Bp	31.01.1999	3	NEc
15	23.07.1995	1	Wal	12.04.1986*	3	NEc
16	29.05.2009	3	Cv	12.12.1979	1	Nc
17	22.05.1993	1	Vfz	24.12.2003	3	Ap2
18	13.04.1983	2	B	04.10.1994	1	B
19	29.03.1977	1	NEc	12.02.1985	3	Ea
20	20.04.2013	2	NEa	09.12.1991	1	NEa

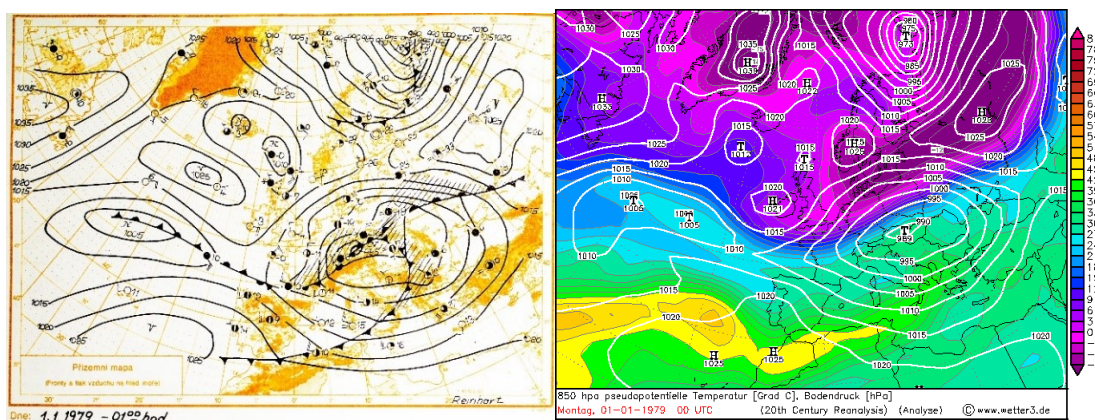
6.1 Ochlazení na přelomu let 1978/1979

Jak již bylo zmíněno výše, výrazným poklesům teploty vzduchu často předchází série výrazně teplých dnů, která je následně vpádem studeného vzduchu přerušena. Tak tomu bylo i v případě ochlazení na přelomu let 1978 a 1979. Teplotní poměry v prosinci 1978 byly v posledním týdnu nadnormální. Srážkově byl prosinec také nadnormální, podle Kakose (1979) spadlo o 38 % více srážek v porovnání s tehdejší prosincovým normálem. Část srážek dopadla v podobě sněhu v první polovině prosince, kdy se denní teploty vzduchu pohybovaly kolem nuly. V posledním týdnu však došlo na většině území Česka k výraznému oteplení, které bylo způsobeno postupující tlakovou níží nad západní Evropou, kolem které byl nasáván teplý a vlhký vzduch z oblasti Středozemního moře. Teploty vzduchu na mnoha místech přesahovaly 10 °C, na některých stanicích maximální denní teploty vzduchu dokonce dosahovaly 15 °C. Oteplení bylo mimo silný vítr doprovázeno také vydatným deštěm. Například na stanici Praha – Libuš za poslední prosincový týden napršelo 19 mm, což je 72 % průměrného prosincového úhrnu srážek.

V druhé polovině posledního prosincového týdne se nad Grónskem zformovala mohutná tlaková výše, kvůli které nad Skandinávií proudil velmi chladný vzduch ze severu. Ke konci týdne se severně od Skandinávie navíc vyvinula rozsáhlá tlaková níže, která zatékání chladného vzduchu směrem na jih společně s tlakovou výší nad Grónskem ještě více podnítila. Důležitou roli v tomto procesu také sehrála tlaková výše nad Skandinávií, která zapříčinila zpomalení postupu tlakové níže do střední Evropy směrem od západu. V noci z 30. na 31. prosince se tak na území Česka vyskytovala brázda nízkého tlaku vzduchu, jejíž severní část znemožňovala postup chladného vzduchu dále na jih. Nad severní částí Německa se v tuto chvíli vytvořilo silné stacionární rozhraní. Psika (2009) popisuje, že v severní části Německa na 100 km vzdálenosti panovalo na jižní straně klidné počasí s teplotami kolem 10 °C, zatímco na severní straně se vyskytovaly sněhové vánice, vydatný namrzající déšť a silné nárazy větru s rychlostí kolem 100 km/h. Na některých místech na severu Německa dosahovaly minimální denní teploty přes -23 °C (Klimakatastrphe - Wordpress 2009).

Během 31. prosince se nad Německem uzavřela výrazná tlaková níže, která se rychle přesouvala směrem na východ. Nahromaděný studený vzduch začal kolem týlu cyklony rychle postupovat v jižním směru. V odpoledních hodinách se frontální rozhraní

nacházelo severně od Krušných hor a postupovalo dále jihovýchodním směrem. Přes většinu území Česka pak studená fronty přešla v nočních hodinách, viz Obr. 37. Přechod frontálního rozhraní způsobil výraznou výškovou inverzi, viz Obr. 38. K částečnému zlepšení teplotních podmínek došlo začátkem druhého týdne, kdy bylo podporováno zonální proudění a do oblasti střední Evropy začal proudit teplejší vzduch od západu a jihozápadu.



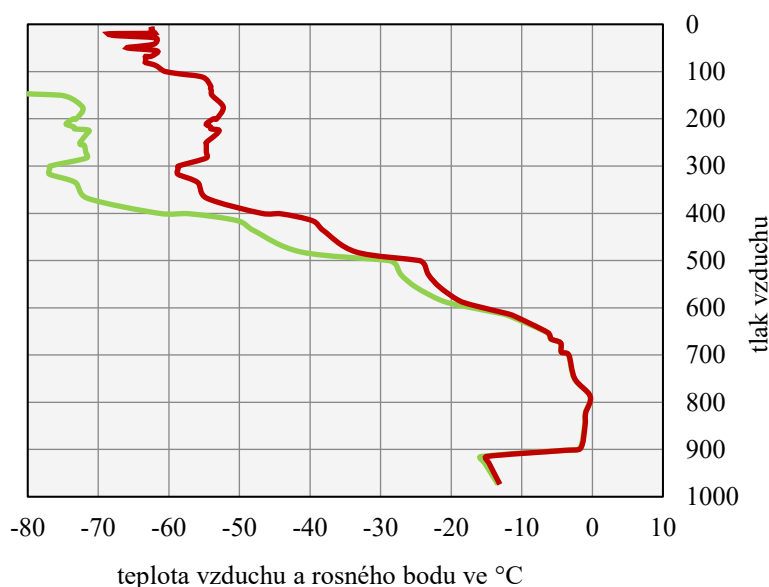
Obr. 37: Synoptická situace 1. 1. 1979. Vlevo jsou znázorněny atmosférické fronty a tlak vzduchu po přepočtu na hladinu moře. Vpravo je pseudopotenciální ekvivalentní teplota vzduchu ve výškové hladině 850 hPa. Zdroj: Denní přehled počasí HMÚ (vlevo), www.wetter3.de (vpravo).

Razantní ochlazení způsobilo kolaps především v energetice a dopravě. Problém, který je v kontextu události nejvíce diskutován, je dříve promočené srážkami, po přechodu studené fronty již zamrzlé uhlí, které bylo tehdy ukládáno před továrnami nezakryté, či zůstávalo naložené v železničních vagónech. Uhlí se tak pro zajištění chodu elektráren dováželo nákladními automobily z velkých vzdáleností (Rudé Právo 1979). Těžba uhlí byla na všech dolech obnovena až 14. ledna, v té době však bylo evidováno ještě 1400 vagónů se zamrzlým uhlím. Silný mraz paralyzoval i povrchové hnědouhelné doly. Zde byl problém i v podobě zamrzlých těžebních strojů, nebo v mrazem přetřhaných pásových dopravníků. Doprava se potýkala s problémy zejména kvůli sněhové kalamitě, zamrzlé naftě, nefunkčnosti akumulátorů, ale především i kvůli poničením železniční sítě v podobě popraskaných kolejnic či zamrzlých výhybek (Rudé Právo 1979). Významný dopad na tehdejší ekonomiku mělo i zamrznutí labské vodní cesty (Žďárek 1979).

Z těchto důvodů došlo na území tehdejšího Československa k zásadním ekonomickým problémům, byla zaváděna úsporná opatření, podniky s vysokou energetickou náročností přecházely na úsporný provoz. Elektrickým proudem se šetřilo

například snížením intenzity veřejného osvětlení, či změnou pracovní doby (zejména pro omezení spotřeby energie v ranních hodinách). Nejznámějším opatřením jsou však jistě tzv. „uhelné prázdniny“, které byly zavedeny pro školy od 8. do 29. ledna.

Tato událost se projevila ve výrazném poklesu T_{\max} i T_{\min} , což je poměrně neobvyklé. V T_{\min} byl největší pokles zaznamenán na stanici Lysá Hora s hodnotou 25,6 °C. Dále pak na stanici Kašperské Hory s hodnotou 23,6 °C a na stanici Vsetín, s hodnotou 23,3 °C. Největší pokles T_{\max} byl zaznamenán v Poděbradech s hodnotou 22,1 °C, dále na stanici Praha – Karlov s hodnotou 22 °C a na stanici Praha – Ruzyně s hodnotou 21,9 °C.

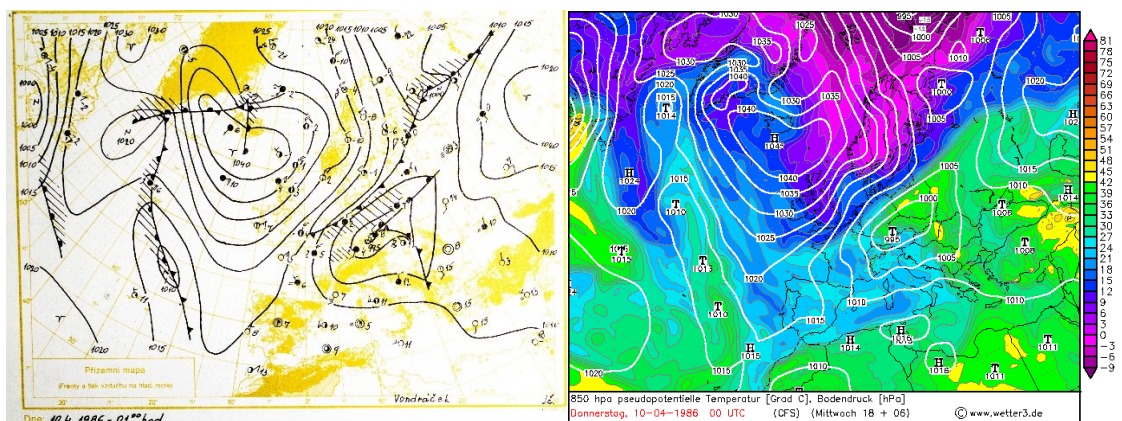


Obr. 38: Aerologická sondáž na stanici Praha – Libuš v termínu 1. 1. 1979, 00 UTC. Červená linie značí teplotu vzduchu, zelená linie značí teplotu rosného bodu. Zdroj dat: Archiv aerologických sondáží Praha – Libuš, ČHMÚ.

6.2 Ochlazení 11. 4. 1986

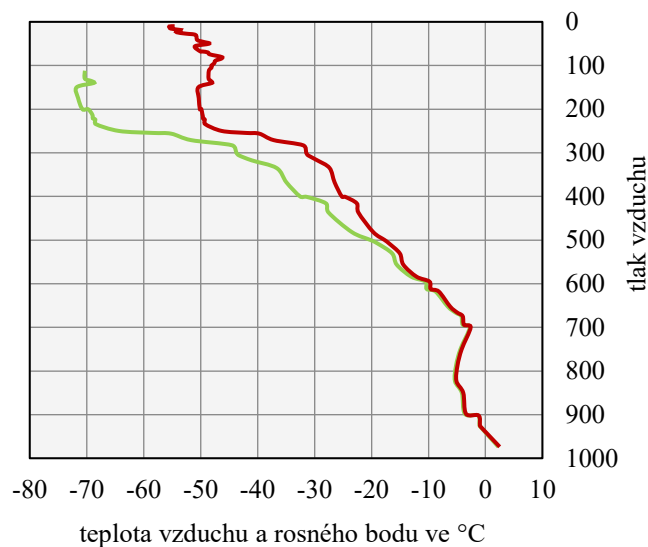
Počasí ve střední Evropě bylo několik dní před vpádem studeného vzduchu ovlivňováno nízkou anticyklónou, která se postupně přesouvala na východ, a byla rozpuštěna během 9. dubna v oblasti Rumunska a Ukrajiny. Vlivem této povětrnostní situace se na území Česka vyskytovaly především vyšší teploty vzduchu (v nížinách běžně kolem 25 °C, na horách 15 – 20 °C) doprovázené jasnou, až polojasnou oblohou a mírným jižním a jihovýchodním větrem o rychlostech 2 – 7 m/s. Dne 9. dubna, tedy v době, kdy anticyklóna ustupuje směrem na východ a rozpadá se, se z oblasti severní

Itálie začíná přesouvat střed tlakové níže směrem na severovýchod. Tato cyklóna se nad území Česka dostává během 10. dubna, a přináší s sebou oblačnost, srážky a mírné ochlazení. V noci z 10. na 11. dubna následně nastalo razantní ochlazení, které bylo způsobeno přísunem prochlazeného vzduchu ze severovýchodu, který proudil podél severní strany zmíněné cyklóny. Významnou roli v tomto procesu sehrála i anticyklóna, která se tou dobou přesunula od Grónska nad oblast Islandu (Obr. 39). V další fázi došlo k rozšíření nevýrazného hřebene vysokého tlaku vzduchu, který se nad území Česka dostal během 12. dubna. I z tohoto důvodu se nad Českem vyskytovala výšková inverze i v dalších dnech (Obr. 40). Během 14. dubna se v oblasti Velké Británie začala prohlubovat tlaková níže, kolem které na území Česka začal proudit vzduch od jihozápadu. Chladné období bylo tímto procesem ukončeno, a na začátku druhé poloviny dubna se začalo oteplovat.



Obr. 39: Synoptická situace 10. 4. 1986. Vlevo jsou znázorněny atmosférické fronty a tlak vzduchu po přepočtu na hladinu moře. Vpravo je pseudopotenciální ekvivalentní teplota vzduchu ve výškové hladině 850 hPa. Zdroj dat: Denní přehled počasí HMÚ (vlevo), www.wetter3.de (vpravo).

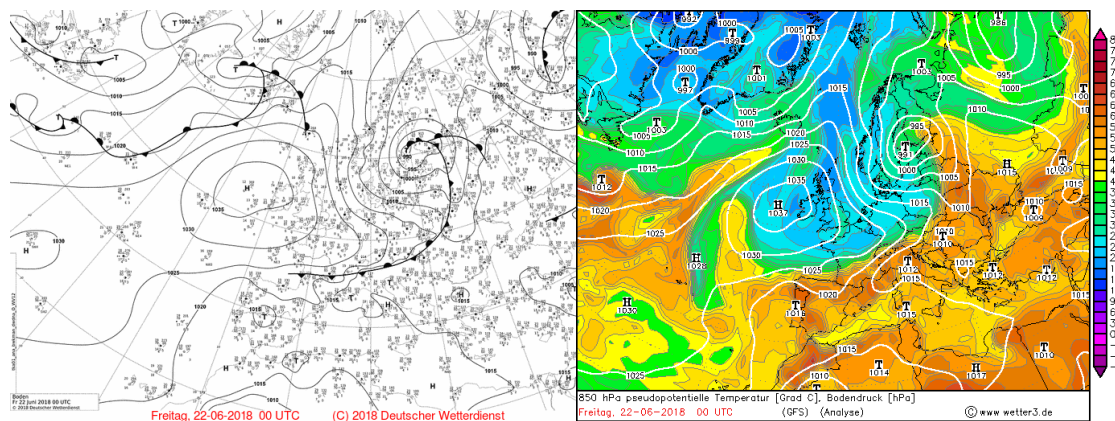
Největší poklesy T_{\max} byly (z vybraných 33 stanic) zaznamenány na stanicích Desná – Souš (15,6 °C), Červená (15,5 °C) a Vyšší Brod (14,8 °C). V T_{\min} se tato událost projevila také poměrně výrazně, a to zejména na stanici Nadějkov (13,9 °C), Červená (12,3 °C) a Svratouch (11,1 °C).



Obr. 40: Aerologická sondáž na stanici Praha – Libuš v termínu 10. 4. 1986, 18 UTC. Červená linie značí teplotu vzduchu, zelená linie značí teplotu rosného bodu. Zdroj dat: Archiv aerologických sondáží Praha – Libuš, ČHMÚ.

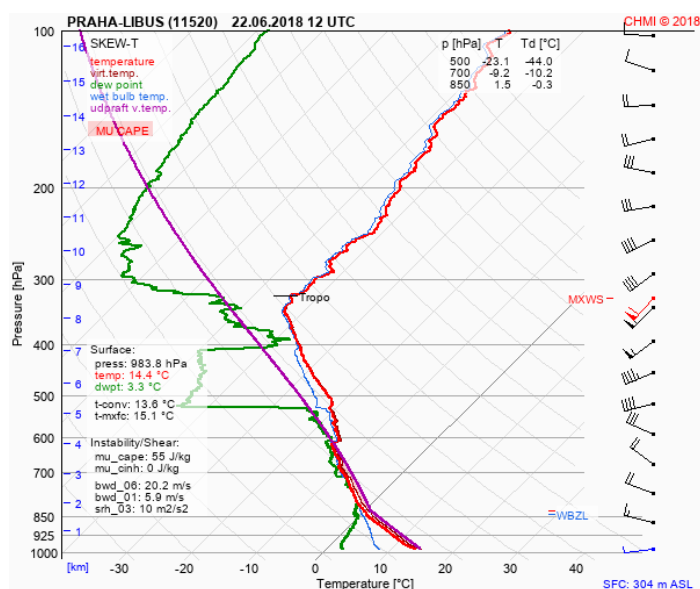
6.3 Ochlazení 22. 6. 2018

Počasí před přechodem studené fronty dne 22. června bylo na území Česka ovlivňováno především hřebenem vysokého tlaku vzduchu. Tento tlakový útvar se ve střední a jižní Evropě vyskytovala již po dobu zhruba jednoho týdne. Z tohoto důvodu panovaly na území Česka velmi vysoké teploty, doprovázené dny bez srážek a výrazné oblačnosti. Dne 21. června dosahovaly teploty vzduchu na mnoha stanicích přes 30 °C. Na stanici Brno – Tuřany byla naměřena maximální teplota vzduchu 33,1 °C, v Praze – Libuši 31,2 °C. Převládal jihovýchodní vítr s malými rychlostmi. V oblasti Skandinávie se tou dobou začala prohlubovat tlaková níže, v jejíž týlu během noci na 22. června proudil chladný vzduch ze severu do oblasti střední Evropy. Frontální rozhraní přecházelo přes Česko od severozápadu. Nad ránem 22. června studená fronta přešla přes jižní Moravu a pohybovala se dále směrem na jihovýchod (Obr. 41). Během této události nevznikla výrazná výšková inverzní situace (Obr. 42). V dalších dnech počasí v Česku ovlivňovala především výšková tlaková níže, která se v oblasti střední Evropy udržela do konce června.



Obr. 41: Synoptická situace 22. 6. 2018. Vlevo jsou znázorněny atmosférické fronty a tlak vzduchu po přepočtu na hladinu moře. Vpravo je pseudopotenciální ekvivalentní teplota vzduchu ve výškové hladině 850 hPa. Zdroj dat: www.wetter3.de.

Přechod studené fronty byl na území Česka v nočních hodinách velmi rychlý. Z tohoto důvodu se pokles T_{\max} projevil na všech 33 stanicích během jednoho dne, a to minimálně o 10,3 °C v případě Horské Kvildy. Ostatní stanice vykazují pokles T_{\max} nejčastěji v rozmezí 12–15 °C. Největší pokles T_{\max} byl zaznamenán na stanici Milešovka s hodnotou 17,2 °C. Během této situace nebyl zaznamenán výrazný pokles v T_{\min} (na většině stanic došlo k poklesu jen zhruba o 5 °C). Nejvyšší pokles T_{\min} byl zaznamenán na stanici Churáňov s hodnotou 9,9 °C.

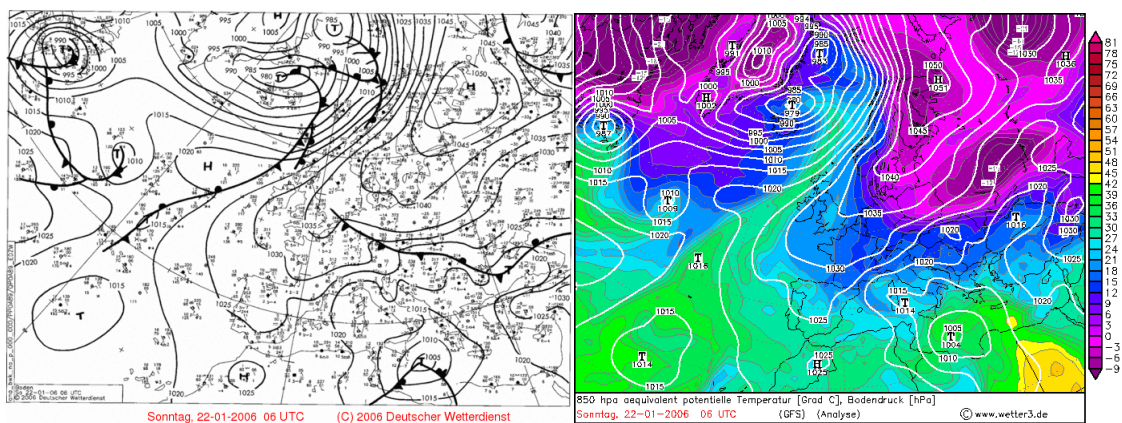


Obr. 42: Skew-T diagram aerologické sondáže na stanici Praha – Libuš v termínu 22. 6. 2018, 12 UTC. Červená linie značí teplotu vzduchu, zelená linie značí teplotu rosného bodu. Zdroj: Archiv aerologických sondáží Praha – Libuš, ČHMÚ.

6.4 Ochlazení 22. 1. 2006

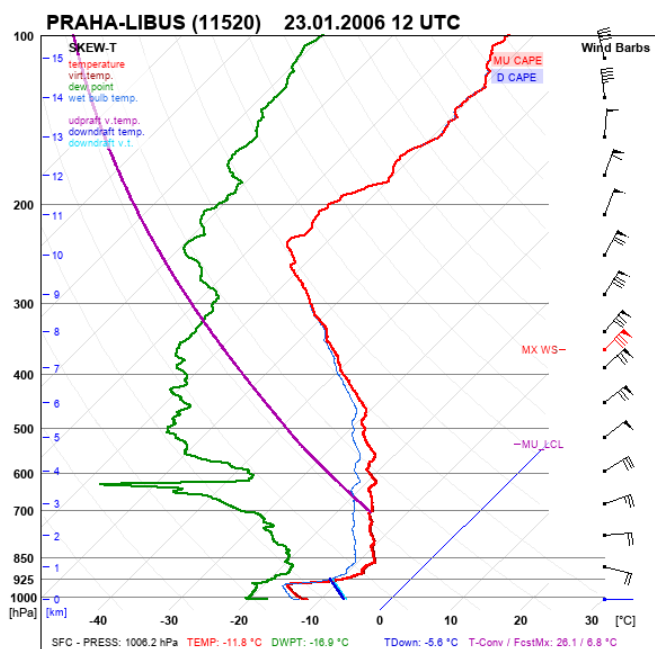
Stav počasí na území Česka byl před událostí lednového ochlazení podmíněn výskytem hřebene vyššího tlaku vzduchu, který měl střed anticyklony nad Skandinávií. Tou dobou se denní teploty vzduchu pohybovaly lehce pod lednovým průměrem a obloha byla spíše jasná, s občasným výskytem mlh. Panovalo tak poměrně typické anticyklonální zimní počasí. V odpoledních hodinách 21. ledna se v oblasti Severního moře uzavřela tlaková níže, která začala rychle postupovat směrem na jihovýchod. V jejím týlu proudil studený a suchý vzduch do oblasti střední Evropy, který se na území Česka dostal od severu až severovýchodu v ranních a dopoledních hodinách dne 22. ledna (Obr. 43). Tlaková níže se po přechodu přes Česko začala rychle rozpadat a v oblasti střední Evropy se vyskytl výrazný hřeben vysokého tlaku vzduchu, opět se středem anticyklony nad Skandinávií. Důsledkem vpádu sice prochlazeného, ale především suchého vzduchu v kombinaci se záhy prosazujícím se hřebenem vysokého tlaku vzduchu mělo za následek pouze relativně malé množství spadnuvších srážek a v brzké době po přechodu studené fronty jasnou oblohu na většině území Česka, což je patrné i z aerologické sondáže (Obr. 44).

Kvůli oblasti vysokého tlaku vzduchu, která se nad střední, později východní Evropou prosazovala ještě dalších několik dní panovalo nadále na území Česka převážně mrazivé počasí bez oblačnosti. Minimální denní teploty vzduchu klesaly během následujících dní především na jižní Moravě pod 25 °C, maximální denní teploty vzduchu se zpravidla nedostávaly nad hodnotu bodu mrazu. Tlak vzduchu na většině stanic v následujících dnech přesahoval hodnotu 1045 hPa (po přepočtu na hladinu moře).



Obr. 43: Synoptická situace 22. 1. 2006. Vlevo jsou znázorněny atmosférické fronty a tlak vzduchu po přepočtu na hladinu moře. Vpravo je pseudopotenciální ekvivalentní teplota vzduchu ve výškové hladině 850 hPa. Zdroj dat: www.wetter3.de.

Tato situace se projevila především v poklesech T_{\min} . Největší hodnoty náleží pro stanice Lysá Hora (20,4 °C), Červená (19,4 °C) a Hejnice (18,8 °C). Při této události se na některých stanicích projevoval pokles T_{\min} ve dvou po sobě jdoucích dnech. Jde přitom především o stanice, které jsou na konkávním reliéfu (Horská Kvilda – první den pokles o 12,1 °C, o den později 13,7 °C; či Vyšší Brod – první den pokles o 9,8 °C, druhý den pokles o 11,9 °C). Ochlazení se projevilo i v charakteristice T_{\max} , hodnoty poklesů jsou však o něco nižší (Mošnov 18,3 °C, Vsetín 16,9 °C, Brno – Tuřany 16,9 °C).

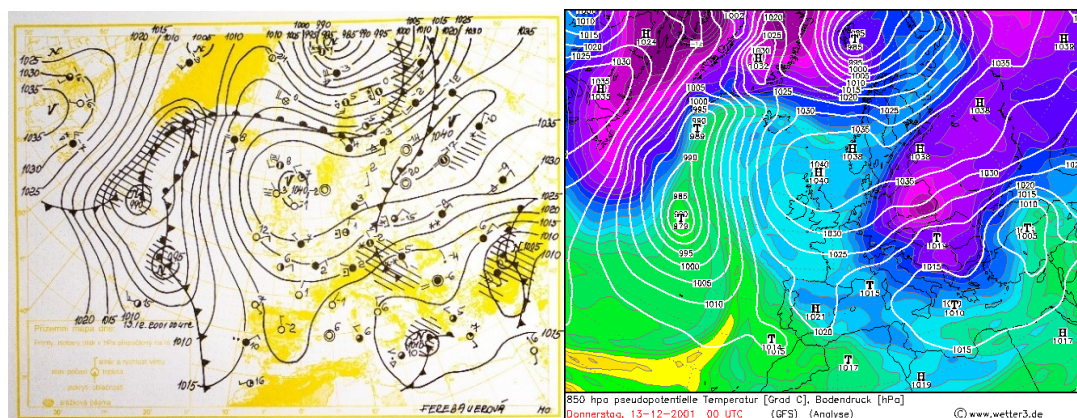


Obr. 44: Skew-T diagram aerologické sondáže na stanici Praha – Libuš v termínu 23. 1. 2006, 12 UTC. Červená linie značí teplotu vzduchu, zelená linie značí teplotu rosného bodu. Zdroj: Archiv aerologických sondáží Praha – Libuš, ČHMÚ.

6.5 Ochlazení 13. 12. 2001

Tato synoptická situace má velmi obdobný průběh, jako zimní situace ze dne 22. 1. 2006. Počasí bylo zhruba týden před poklesovou událostí ovlivňováno přítomností tlakové výše. Průměrné denní teploty se v Česku pohybovaly kolem nuly a denní teplotní amplituda nabývala velmi nízkých hodnot. Dne 12. prosince například v Praze – Ruzyni dosahovala 2,1 °C, v Mošnově 2,2 °C, na Churáňově dokonce 0,5 °C. Zhruba od 7. prosince se severně od Černého moře začala ve výšce formovat tlaková níže, která se 11. prosince dala do pohybu v jihozápadním směru. Cyklóna postupovala velmi rychle a během 13. prosince přešla přes území Česka (Obr. 45). Frontální rozhraní bylo poměrně výrazné, dominantní bylo však svou rychlostí. Tlaková níže přes Česko putovala nad oblast jižní Francie, kde se začínala rozpadat.

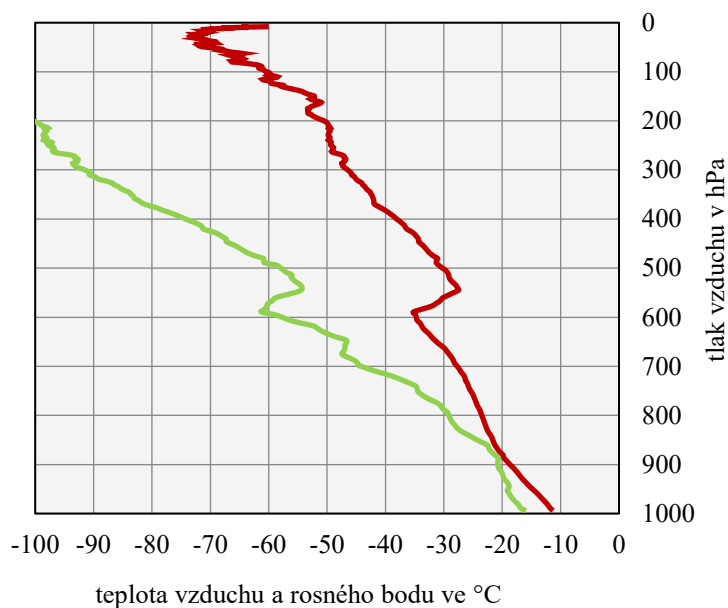
Ještě 13. prosince se po přechodu studené fronty ve večerních hodinách nad Českem začal prosazovat výrazný hřeben vysokého tlaku vzduchu v nižších hladinách atmosféry, který zde ovlivňoval počasí až do 18. prosince. Tlak vzduchu přepočtený na hladinu moře dne 14. prosince přesahoval na většině stanic hodnotu 1040 hPa. Výjimkou byly horské stanice, jelikož nebyly kvůli vyšší nadmořské výšce hřebenem vysokého tlaku vzduchu ovlivněny. Kvůli převažujícím anticyklonálním podmínkám se i nadále v Česku projevovalo chladné počasí, po většinu času s jasnou oblohou, danou především nižší relativní vlhkostí vzduchu ve vertikálním profilu (Obr. 46).



Obr. 45: Synoptická situace 13. 12. 2001. Vlevo jsou znázorněny atmosférické fronty a tlak vzduchu po přepočtu na hladinu moře. Vpravo je pseudopotenciální ekvivalentní teplota vzduchu ve výškové hladině 850 hPa. Zdroj dat: Denní přehled počasí HMÚ (vlevo), www.wetter3.de (vpravo).

Tato událost se nejvyšší hodnotou poklesu T_{\min} projevila na stanicích Kašperské Hory (17,7 °C), Horská Kvilda (16,4 °C) a Vyšší Brod (16,1 °C). V T_{\max} se událost

projevila v menší míře, největší poklesy však nastaly na stanici Přimda (10,5 °C), České Budějovice (10,2 °C) a Kašperské Hory (9,1 °C).



Obr. 46: Aerologická sondáž na stanici Praha – Libuš v termínu 13. 12. 2001, 12 UTC. Červená linie značí teplotu vzduchu, zelená linie značí teplotu rosného bodu. Zdroj dat: Archiv aerologických sondáží Praha – Libuš, ČHMÚ.

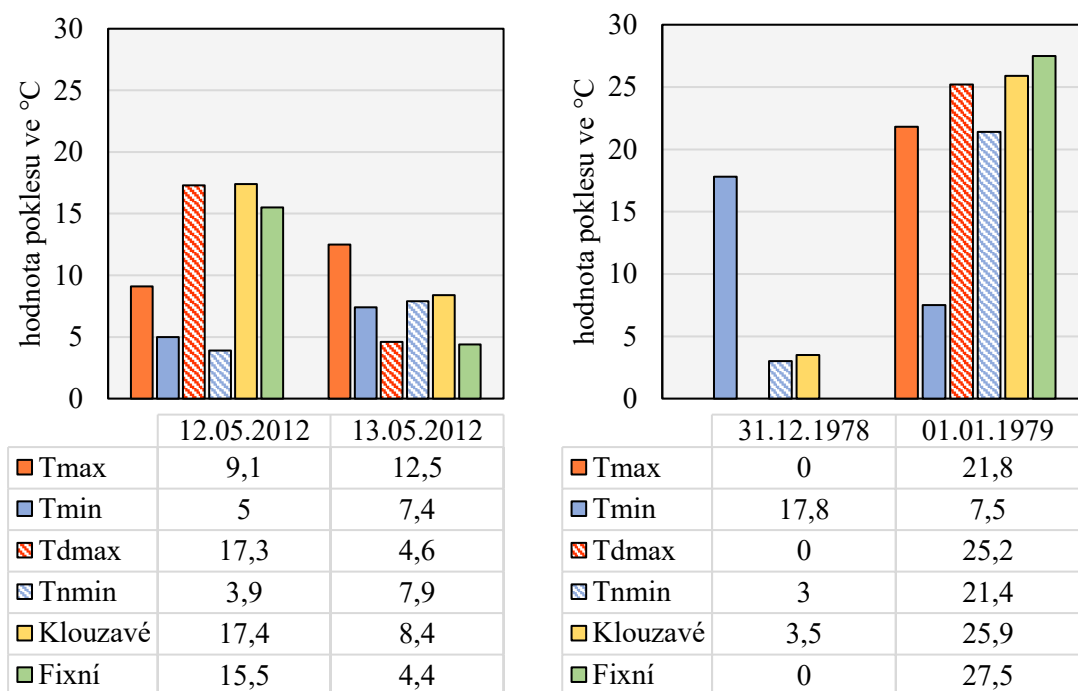
7 Diskuse

O tématu mezidenních změn teplot vzduchu bylo doposud vydáno mnoho publikací (Calef 1950; Landsberg 1966; Legates, Willmott 1990; Panfil 2009; Gough, Hu 2016). Hlavním tématem těchto prací je v současné době především dlouhodobý vývoj četností a velikostí změn teploty vzduchu v souvislosti se změnou klimatu (Kim, Wang, Shin 2013). Velká část publikací tohoto typu také diskutuje mezidenní změny teplot vzduchu v souvislosti s lidskou úmrtností (Vicedo-Cabrera a kol. 2016; Kyselý, Plavcová 2009). Existuje však málo studií, které by se zabývaly přímými příčinami těchto změn. Publikace, které by se zabývaly systematicky pouze poklesy teplot vzduchu z dlouhodobého hlediska, téměř neexistují.

Nejběžnější metoda detekce mezidenních změn teploty vzduchu v dostupné literatuře využívá denních teplotních extrémů, tedy T_{\max} a T_{\min} . I když je metoda výpočtu stejná, publikace často pracují s daty, které mají odlišný charakter. To je způsobeno především rozdílným intervalem pro měření výše zmíněných veličin. Jsou však dostupné i publikace, kde jsou mezidenní změny detekovány pomocí jiných metod, například na základě fixního období (Karapiperis 1952).

7.1 Srovnání metod detekce

V této diplomové práci byla pro detekci největších poklesů teploty vzduchu zvolena metoda rozdílu dvou po sobě jdoucích extrémů denní teploty vzduchu. Stanovení metody je v tomto ohledu klíčové, jelikož se hodnoty poklesů vypočtené různými metodami navzájem více či méně liší. Na Obr. 47 jsou porovnávány hodnoty poklesových událostí z termínů 12. 5. / 13. 5. 2012 a 31. 12. 1978 / 1. 1. 1979 zjištěné různými metodami (na základě T_{\max} a T_{\min} , $T_{d\max}$ a $T_{n\min}$, klouzavého období 12 hodin a fixního období od 14 do 14 hodin MSSČ). Průběh teploty vzduchu během těchto událostí s vyznačenými teplotními charakteristikami jsou patrné v Obr. 16 a Obr. 17.



Obr. 47: Porovnání hodnoty poklesu teploty vzduchu v různých teplotních charakteristikách během poklesových událostí v termínech 12. 5. / 13. 5. 2012 (vlevo) a 31. 12. 1978 / 1. 1. 1979 (vpravo) na meteorologické stanici Praha – Ruzyně. V tabulkách níže je hodnota poklesu pro každý den zaznamenána v různých teplotních charakteristikách. Zdroj dat: www.ogimet.com (událost vlevo), meteorologický deník stanice Praha – Ruzyně (událost vpravo).

Jak je z Obr. 47 zřejmé, hodnoty poklesových událostí zjištěných na základě rozdílných teplotních charakteristik se různí. Zásadní rozdíl v metodě detekce poklesových událostí na základě T_{\max} , T_{\min} od metody detekce na základě $T_{d\max}$ a $T_{n\min}$ je, že druhá metoda eliminuje případy, kdy je pokles v minimální teplotě vzduchu zaznamenán o den dříve než v případě teplot maximálních. Tento jev lze demonstrovat na události z přelomu let 1978 a 1979, viz Obr. 17. Minimální denní teplota vzduchu dne 31. 12. 1978 nebyla naměřena v ranních hodinách téhož dne, ale až ve 21 hodin ($-2,1^{\circ}\text{C}$). Z 30. na 31. prosinec tak byl pomocí této metody zjištěn pokles T_{\min} $17,8^{\circ}\text{C}$, přestože teplota začala klesat až 31. prosince odpoledne. Při detekci poklesové události na základě $T_{n\min}$ je sice pro 31. prosince zaznamenána hodnota 3°C , skutečná hodnota poklesu, která byla přechodem studené fronty způsobena, se však vztahuje až k datu 1. 1. 1979 a je rovna $21,4^{\circ}\text{C}$.

Hodnota poklesu zjištěná během klouzavého období 12 hodin vhodně vyjadřuje rychlost poklesové události. Není však příliš vhodná na detekci změn teplot vzduchu způsobených synoptickou příčinou, a to z důvodu, že je přímo závislá na denní teplotní

amplitudě. Výraznou proměnnou při aplikaci této metody tak hraje radiační ochlazování. To jen v malé míře ovlivňuje metodu detekce na základě denních extrémů, především T_{\max} . Naopak výsledek detekce za klouzavé období bývá intenzitou radiačního ochlazování velmi zatížen. Pro popis vlivu atmosférické cirkulace na mezidenní změny teplot vzduchu je tak vhodnější metoda detekce na základě denních extrémů. Nejnebezpečnější poklesy teplot vzduchu však často vznikají kombinací advekce studeného vzduchu a radiačního ochlazování, kdy vlivem efektivního vyzařování v noci dochází ke vzniku silných mrazů (Jůza, Starostová, Sklenář 2011). Pro popis a pochopení konkrétních případů ochlazení je tak vhodné zabývat se i metodou poklesu teploty vzduchu za klouzavé období.

Metoda na základě fixního období může být vhodná pro využití např. v konkrétním průmyslovém odvětví, pro které je změna teploty během předem stanoveného intervalu klíčová. Tato metoda je však závislá nejen na denní teplotní amplitudě (především v případě použití intervalu menším než 24 hodin), ale zejména na čase přechodu studené fronty, či výskytu meteorologického jevu, který pokles teploty způsobuje.

7.2 *Metoda vymezení stanic*

Pro kategorizaci reliéfu jednotlivých stanic byla v programu ArcMap nejdříve využita funkce *Curvature*, která byla aplikována na digitální model reliéfu o různém rozlišení. Tento způsob se však prokázal jako nevhodný, jelikož stanice na očividně konvexním, či konkávním tvaru reliéfu byly často v různém rozlišení digitálního modelu reliéfu zařazeny do kategorií chybně. Funkce *Curvature* je také nevhodná pro charakterizaci zakřivení, jelikož pomocí ní není možné popsat intenzitu zakřivení. Z těchto důvodů byla zvolena metoda odečtení nadmořské výšky stanice od průměrné nadmořské výšky v jejím okruhu. Byly vypočítány 4 verze indexu zakřivení, z nichž se každá lišila poloměrem kruhu kolem stanice, ze kterého byla průměrná nadmořská výška vypočítána. Jedná se o průměry 0,5 m, 1 km, 2 km a 3 km. Do výpočtu byl zvolen poloměr o velikosti 2 km, jelikož výsledky korelovaly se subjektivním posouzením tvaru reliéfu nejlépe.

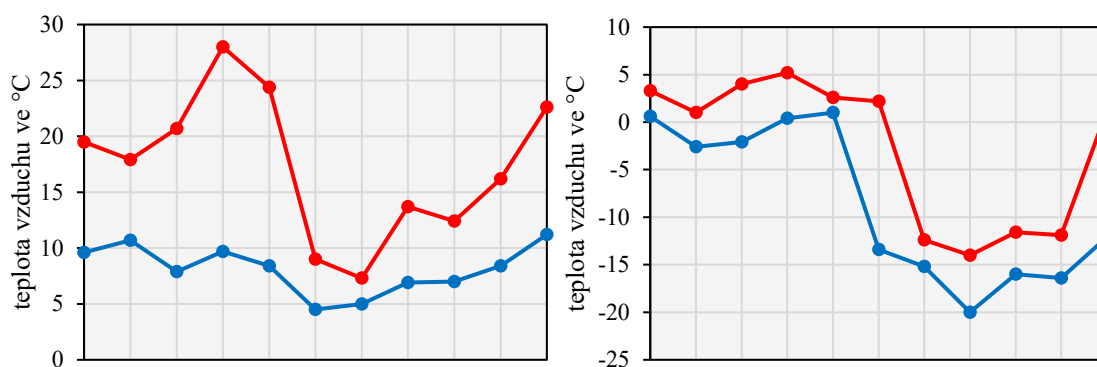
Metoda porovnání 5 a 5 stanic s rozdílným reliéfem a 5 a 5 stanic ve vyšších a nižších polohách se potýká s problémem, kdy do více kategorií spadají stejné stanice.

Konkrétně se jedná o stanice Lysá Hora, Milešovka a Hojsova Stráž. Tyto stanice se nacházejí v kategorii 5 stanic s nejvíce konvexním reliéfem, ale zároveň jsou také přítomny v kategorii 5 stanic v nejvyšší nadmořské výšce. Z tohoto důvodu vzniká nebezpečí, kdy mohou být výsledky zatíženy chybou falešné korelace. Na tento problém byl během vyhodnocování dat a stanovování kauzality brán zřetel.

7.3 Rozdělení poklesových událostí

Z hodnot mean-day jasně vyplývá, že nejvýraznější poklesy T_{\max} se vyskytují v letních měsících, zatímco nejvýraznější poklesy T_{\min} lze detekovat především v zimních měsících. Tento jev lze vysvětlit například na základě velikostí denní teplotní amplitudy v létě a v zimě. Je obecně známo, že jsou letní dny charakteristické vyšší teplotní amplitudou než dny zimní. Z toho důvodu jsou také minimální denní teploty vzduchu nejčastěji naměřeny v ranních hodinách, kdy dochází k intenzivnímu vyzařování.

Událostem prudkých poklesů T_{\max} v létě často předchází alespoň jeden den s vyššími teplotami vzduchu. Denní teplotní amplituda tak zpravidla nabývá vysokých hodnot, jelikož T_{\min} v těchto dnech, na rozdíl T_{\max} , výrazně vyšších hodnot nedosahuje. To je způsobeno především projasněnou oblohou, což má za následek výrazné radiační ochlazování v ranních hodinách, kdy je zpravidla minimální denní teplota vzduchu naměřena. Při přechodu studené fronty je T_{\max} následující den výrazně snížena, snížení T_{\min} však nebývá zdaleka tak výrazné, jelikož minimální teploty nemají takový „prostor“ dále klesat. Tuto tematiku částečně nastiňuje Landsberg (1966), který popisuje mezidenní změnu teploty a tlaku vzduchu v USA. Ve své práci poukazuje na to, že mezidenní změny T_{\max} lépe charakterizují přechody atmosférických front, jelikož T_{\min} jsou vázané především na radiační ochlazování. Tento jev je patrný na Obr. 48, kdy v květnové situaci (vlevo) dochází k poklesu T_{\max} , zatímco T_{\min} změny téměř nevykazuje. Poklesová událost v letních měsících se tak v T_{\min} projevuje v mnohem menší míře.



Obr. 48: Denní teplotní extrémy během poklesových událostí 22.5.1993 (vlevo) a 22.1.2006 (vpravo) na stanici Ostrava – Mošnov. Horizontální osa představuje jednotlivé dny, jednomu dni vždy náleží jedna svislice. Červené tečky značí T_{\max} , modré tečky značí T_{\min} . Denní teplotní extrémy jsou propojeny linií.

To, že jsou extrémní poklesy T_{\max} nejčastější v letních měsících, lze mimo vyšší denní amplitudu teploty vzduchu také vysvětlit pomocí následujících principů. Studené fronty, které se vyskytují v letních měsících, jsou z celkového hlediska výraznější, než studené fronty vyskytující se v zimních měsících (Barry, Chorley 2009; Kopáček, Bednář 2005). V letních měsících je také častější výskyt studených front 2. druhu, které mají rychlejší přechod a bývají intenzivnější než studené fronty 1. druhu (Kopáček, Bednář 2005). Další jev, který má za následek více extrémních poklesů T_{\max} v letních měsících, je krátkodobé zvýšení teploty vzduchu (v řádech nižších jednotek hodin), které nastává bezprostředně před přechodem studené fronty. Tento jev ovlivňuje hodnotu naměřené T_{\max} , na hodnotu T_{\min} však nemá žádný vliv. Situaci, kdy dojde před přechodem studené fronty ke krátkému oteplení, sice můžeme pozorovat i během zimních měsíců (viz přechod studené fronty na přelomu let 1978/1979, Obr. 17), je však typická především pro letní měsíce (Štekl 1982). Podle Štekla (1982) tato „jádra teplého vzduchu“, široká až několik set kilometrů, vznikají vlivem sestupných pohybů, které jsou podmíněny vhodným vertikálním zvrstvením vzduchu. Dalším vysvětlením mohou být radiační podmínky, které jsou dány především malou oblačností, či zesílená teplá advekce na přední straně brázdy nízkého tlaku vzduchu. Jádro teplého vzduchu může být o 1 až 3 °C teplejší než okolní teplá vzduchová hmota. Hodnota poklesu T_{\max} je tak na rozdíl od hodnoty T_{\min} díky tomuto jevu často ještě umocněna. Pokud studená fronta přechází přes danou stanici v odpoledních hodinách a tento jev nastane, je hodnota T_{\max} vyšší, a zároveň naměřena bezprostředně před přechodem studené fronty.

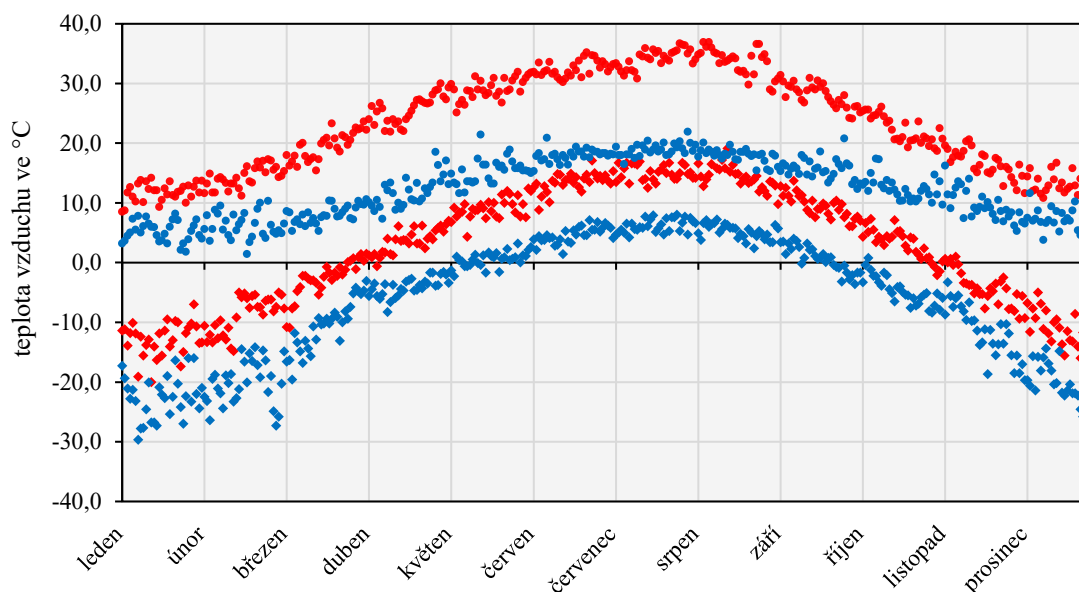
Z Obr. 24 a Obr. 25 se může zdát paradoxní, že i když se nejvíce extrémních poklesů T_{\max} vyskytuje v létě, ty největší poklesy náleží do zimních měsíců. Nejvyšší hodnota poklesu T_{\max} v letních měsících s hodnotou 17,2 °C se vztahuje k přechodu studené fronty 22. června 2018 a byla naměřena na stanici Milešovka. V zimních měsících však bylo zaznamenáno celkem 13 poklesů T_{\max} s větší hodnotou. Z nich však 10 hodnot náleží k události fronty století a zbylé se vztahují k přechodu fronty 23. 1. 2006. Tento fakt tak nemění tezi, že se největší poklesy T_{\max} vyskytují především v letních měsících, ale poukazuje na nevídanou extremitu těchto dvou událostí.

Landsbergovo (1966) tvrzení, že přechody frontálního rozhraní charakterizují především T_{\max} je tak nutné v případě letních měsíců potvrdit, v zimních měsících se však situace zdá být jiná, jelikož mezidenní změny teplot vzduchu se výrazně projevují i v T_{\min} . To je způsobené tím, že v zimních měsících bývá denní amplituda teploty vzduchu zpravidla nižší, a T_{\min} není vázána na ranní hodiny, ale je často neměřena kdykoli během dne. Pokud dojde k přechodu studené fronty, je ovlivněna jak T_{\max} , tak především i T_{\min} . Velikosti teplotních charakteristik během přechodu studené fronty v zimě jsou patrné v Obr. 48 (vpravo).

Na častý výskyt poklesů T_{\min} v zimních měsících mají s velkou pravděpodobností vliv i odlišné fyzikální vlastnosti zimních vzduchových hmot v porovnání s letními. Tento poznatek vychází z kapitoly 6, kde je patrné, že prochlazený vzduch způsobující prudká ochlazení v zimních měsících má častěji nižší relativní vlhkost vzduchu než studený vzduch způsobující prudká ochlazení v létě. V zimních měsících po přechodu studené fronty navíc často nastávají anticyklonální situace v podobě hřebene vysokého tlaku vzduchu, což je v letních měsících méně obvyklé. Tento poznatek potvrzuje i Obr. 30, z něhož vyplývá, že významné množství poklesů T_{\min} nastává i během anticyklonálních situací. Kombinace velmi suchého studeného vzduchu, který nedosahuje stavu nasycení, a vysokého tlaku vzduchu zamezuje vzniku oblačnosti, a nastávají tak ideální podmínky pro radiační ochlazování. To pak především poklesy T_{\min} v zimních měsících ještě více umocňuje. V těchto situacích typicky dochází k výskytu dvojité inverze, kdy je výšková inverze (způsobená přechodem studené fronty) doprovázena i přízemní inverzí (způsobená radiačním ochlazováním).

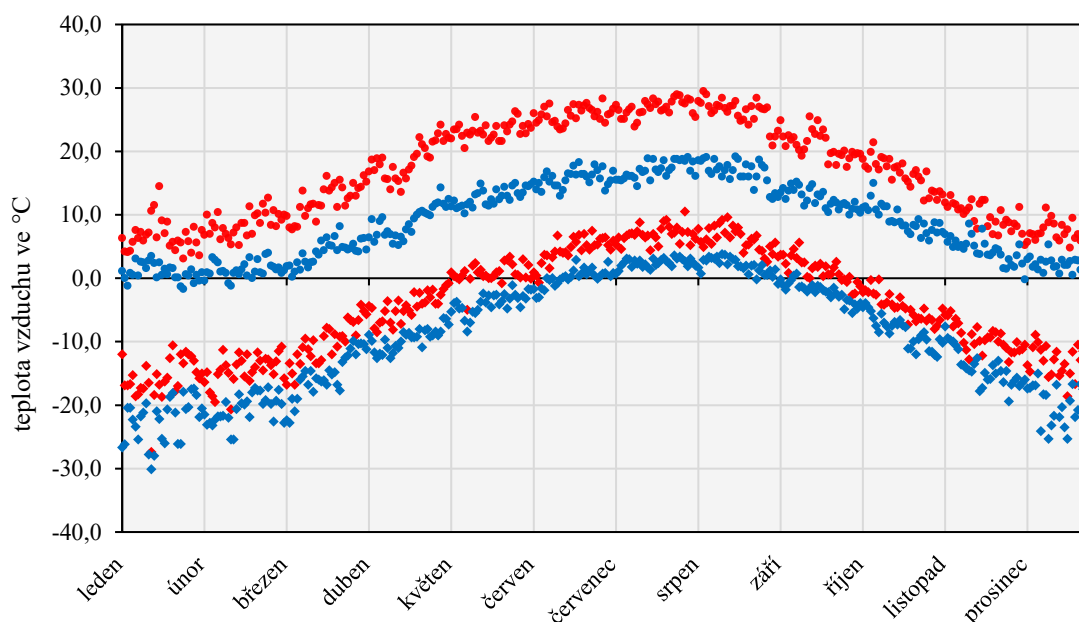
Tomu, že se nejvýraznější poklesy T_{\min} objevují převážně v zimních měsících, odpovídá i rozptyl naměřených T_{\min} během jednotlivých kalendářních dnů (Obr. 49).

V zimních dnech jsou totiž v nejnižší a nejvyšší naměřené minimální denní teplotě vzduchu největší rozdíly (běžně přesahují hodnotu 20 °C). V letních měsících je tento rozdíl mnohem menší (kolem 15 °C). Rozdíly nejnižší a nejvyšší naměřené T_{\min} v letních měsících tak potvrzují Landsbergovu (1966) teorii, že T_{\min} nevhodně charakterizují změny teploty vzduchu způsobené přechodem atmosférické fronty, jelikož jsou vázány převážně na radiční ochlazování.



Obr. 49: Klimatické zajištění stanice Ostrava – Mošnov. Do grafu vstupují hodnoty nejvyšší a nejnižší naměřené T_{\max} (červeně) a T_{\min} (modře) za každý den během období od 1. 1. 1961 do 31. 12. 2018. Nejvyšší hodnoty jsou vyznačeny kroužkem, nejnižší čtvercem.

Z části výzkumu, kde je popisována sezonalita poklesových událostí podle místa výskytu, vyplývá, že na zastoupení událostí extrémních poklesů teploty vzduchu během roku (zejména poklesů T_{\min}) má výrazný vliv tvar reliéfu. Zatímco je na stanicích na konvexním typu reliéfu zastoupení extrémních poklesů T_{\min} během roku poměrně vyrovnané, stanice na konkávním reliéfu vykazují výrazný roční chod s maximem v zimních měsících a minimem v letních. Tento fenomén lze opět vysvětlit na dvojici Obr. 49 a Obr. 50. Čím více je reliéf konkávní, tím více narůstá rozdíl mezi nejvyšší a nejnižší naměřenou T_{\min} v zimních dnech, viz výše. Pro stanice s konvexním reliéfem je však tento rozdíl během roku mnohem menší, viz Obr. 50. Z tohoto důvodu tak na stanicích s konvexním reliéfem nedetekujeme extrémní poklesy T_{\min} výhradně v zimních měsících, ale běžně i v letních.



Obr. 50: Klimatické zajištění stanice Lysá Hora. Do grafu vstupují hodnoty nejvyšší a nejnižší naměřené T_{max} (červeně) a T_{min} (modře) za každý den během období od 1. 1. 1961 do 31. 12. 2018. Nejvyšší hodnoty jsou vyznačeny kroužkem, nejnižší čtvercem.

Jak již bylo zmíněno výše, rozdíl mezi nejnižší a nejvyšší naměřenou T_{min} pro konkrétní den během celého sledovaného období je především v zimě větší v případě stanic na konkávním reliéfu. To je jistě podmíněno přítomností katabatického větru, tedy stékáním studeného vzduchu po svahu dolů vlivem gravitace. Přízemní inverze je tam v místech konkávního reliéfu výraznější, a poklesy T_{min} výraznější.

Nízké zastoupení extrémních poklesů v podzimních měsících jsou pravděpodobně způsobené maskováním studené fronty. Pokud je vzduch při inverzních situacích v porovnání s vrstvou atmosféry nad ním výrazně ochlazen, přechod studené fronty může na konkrétní stanici způsobit naopak oteplení. To je zapříčiněno promícháním silně prochlazeného vzduchu s teplejším vzduchem vlivem zvržení atmosféry, které je důsledkem přechodu frontálního rozhraní.

8 Závěr

Diplomová práce se zabývá problematikou prudkých poklesů teploty vzduchu, které jsou analyzovány na základě mezidenních změn denních teplotních extrémů. Mezi hlavní poznatky vycházející z diplomové práce patří, že napříč zkoumanými stanicemi se sezonalita poklesů jednotlivých teplotních charakteristik projevuje rozdílně. Byla tak potvrzena hypotéza, že extrémní poklesy maximální teploty vzduchu se vyskytují převážně v letních měsících, narozdíl od extrémních poklesů minimální teploty vzduchu, které nastávají zpravidla v zimě.

Bylo prokázáno, že nadmořská výška ovlivňuje sezonalitu extrémních poklesů maximální teploty vzduchu. Dále byla potvrzena hypotéza, že pro rozložení extrémních poklesů teploty vzduchu během roku hraje výraznou roli tvar reliéfu. Toto platí především v případě minimální teploty vzduchu. Přímý vliv nadmořské výšky a tvaru reliéfu na velikost poklesů teploty vzduchu se nepodařilo prokázat. V kontextu velikostí poklesů teploty vzduchu se však od souboru stanic výrazně odlišuje stanice Horská Kvilda.

Přestože byly poklesy teploty vzduchu zkoumány na stanicích s odlišnými fyzicko-geografickými podmínkami, výsledky práce nelze uvažovat v globálním kontextu. Pro další výzkum se nabízí srovnání rozdělení prudkých ochlazení detekované stejnou metodou, avšak v různých typech klimatu. Dále by bylo pro detailnější pochopení problematiky prudkých ochlazení vhodné do výzkumu zařadit i další parametry, jako je například orientace, či sklon svahu, na kterém se stanice nachází. Výzkum dále otevírá otázku, jak mezidenní změny teploty vzduchu ovlivňuje výrazně členitý reliéf, zejména v horských oblastech. Podnět pro tuto otázku vytváří stanice Horská Kvilda, jakožto jediná ze zkoumaných stanic, která se nachází v mrazové kotlině. Takový výzkum se však může potýkat s problémy z důvodu krátké doby měření a řídkého zastoupení stanic v těchto oblastech. V neposlední řadě by pro lepší ilustraci problematiky bylo do budoucna vhodné systematicky analyzovat průběhy extrémních poklesů v kontextu hodinového, či dokonce desetiminutového kroku.

9 Seznam použité literatury

ADDIS, R. P., GARSTANG, M., EMMITT, G. D. (1984): Downdrafts from tropical oceanic cumuli. *Boundary-Layer Meteorology*, 1, 28, 23–49.

ALEXANDROV, G. A., GINZBURG, A. S., GOLITSYN, G. S. (2019): Influence of North Atlantic Oscillation on Moscow Climate Continentality. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 5, 55, 407–411.

ANTÓN, M., ROMÁN, R., SANCHEZ-LORENZO, A., CALBÓ, J., VAQUERO, J. M. (2017): Variability analysis of the reconstructed daily global solar radiation under all-sky and cloud-free conditions in Madrid during the period 1887–1950. *Atmospheric Research*, 191, 94–100.

BARRY, R., CHORLEY, R. (2009): *Atmosphere, Weather and Climate*. Taylor and Francis Ltd, London.

BERANOVÁ, R. (2002): Pražský tepelný ostrov: intenzita a dlouhodobé změny za různých synoptických podmínek. Diplomová práce, Univerzita Karlova, Matematicko-Fyzikální fakulta, Katedra meteorologie a ochrany prostředí. Vedoucí práce RNDr. Radan Huth, DrSc.

BLANDFORD, T. R., HUMES, K. S., HARSHBURGER, B. J., MOORE, B. C., WALDEN, V. P., YE, H. (2008): Seasonal and Synoptic Variations in Near-Surface Air Temperature Lapse Rates in a Mountainous Basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 1, 47, 249–261.

BLUMEN, W. (2016): *Atmospheric Processes over Complex Terrain*. Springer.

BLUMTHALER, M. (2011): Solar Radiation of the High Alps. In: *Plants in Alpine Regions: Cell Physiology of Adaption and Survival Strategies*. 11–20.

BOM (2020): Observation of air temperature, <http://www.bom.gov.au/climate/cdo/about/airtemp-measure.shtml> (10. 2. 2020).

BRISTOW, K. L., CAMPBELL, G. S. (1984): On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2, 31, 159–166.

CALEF, W. (1950): Interdiurnal Variability of Temperature Extremes in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 8, 31, 300–302.

CATTIAUX, J., DOUVILLE, H., SCHOETTER, R., PAREY, S., YIOU, P. (2015): Projected increase in diurnal and interdiurnal variations of European summer temperatures. *Geophysical Research Letters*, 3, 42, 899–907.

CIARANEK, D. (2014): Variability of the thermal continentality index in Central Europe. *Aerul și Apa. Componente ale Mediului = Air and Water. Components of the Environment*, 2014.

COGLEY, J. G. (1979): The Albedo of Water as a Function of Latitude. *Monthly Weather Review*, 6, 107, 775–781.

ČAŠEK, M. (2017): Prudké mezidenní poklesy teplot vzduchu a jejich sezonalita. Bakalářská práce, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie. Vedoucí práce RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

ČERNIKOVSKÝ, L., KREJČÍ, B., SYNKOVÁ, A. (2014): Vliv meteorologických podmínek na kvalitu ovzduší v Moravskoslezském kraji v letech 200 - 2014. Český hydrometeorologický ústav. Odborová zpráva, duben 2014, 35 s.

DOBROVOLNÝ, P. (2012): Víceúrovňová analýza městského a příměstského klimatu na příkladu středně velkých měst. Masarykova Univerzita v Brně, Přírodovědecká fakulta, 96 s.

DODSON, R., MARKS, D. (1997): Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. 8, 20.

DORAN, J. C., HORST, T. W., WHITEMAN, C. D. (1990): The development and structure of nocturnal slope winds in a simple valley. *Boundary-Layer Meteorology*, 1, 52, 41–68.

DU, M., ZHANG, M., WANG, S., ZHU, X., CHE, Y. (2018): Near-surface air temperature lapse rates in Xinjiang, northwestern China. *Theoretical and Applied Climatology*, 3, 131, 1221–1234.

DWD (2020): Informationen zu den Tages- und Monatswerten, https://www.dwd.de/DE/leistungen/klimadatendeutschland/beschreibung_tagesmonatswerte.html (10. 2. 2020).

GOUGH, W. A., HU, Y. (2016): Day-to-day temperature variability for four urban areas in China. *Urban Climate*, 17, 80–88.

GUO, X., WANG, L., TIAN, L. (2016): Spatio-temporal variability of vertical gradients of major meteorological observations around the Tibetan Plateau. *International Journal of Climatology*, 4, 36, 1901–1916.

HARLOW, R. C., BURKE, E. J., SCOTT, R. L., SHUTTLEWORTH, W. J., BROWN, C. M., PETTI, J. R. (2004): Research Note: Derivation of temperature lapse rates in semi-arid south-eastern Arizona. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6, 8, 1179–1185.

HARRIS, S. A. (1989): Continentality Index: Its Uses and Limitations Applied to Permafrost in the Canadian Cordillera. *Physical Geography*, 3, 10, 270–284.

HUDEČEK, J. (2014): Příspěvek ke studiu teplotních inverzí ve Zlíně. Bakalářská práce, Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geografie, vedoucí práce: doc. RNDr. Miroslav Vysoudil, CSc., 72 s.

HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (1968): Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR. HMÚ.

CHEVAL, S., DUMITRESCU, A., PETRISOR, A.-I. (2011): The July surface temperature lapse in the Romanian Carpathians. *Carpathian Journal of Earth and Environmental sciences*.

IMGW (2020): <https://www.imgw.pl/> (10. 2. 2020).

JAIN, S., GOSWAMI, A., SARAF, A. (2008): Determination of land surface temperature and its lapse rate in the Satluj River basin using NOAA data. *International Journal of Remote Sensing*, 29, 3091–3103.

JANIS, M. J. (2002): Observation-Time-Dependent Biases and Departures for Daily Minimum and Maximum Air Temperatures. *Journal of Applied Meteorology*, 41, 588–603.

JANOUR, Z. (2001): Modelování mezní vrstvy atmosféry. Praha.

JŮZA, P., STAROSTOVÁ, M., SKLENÁŘ, K. (2011): Naměřená minima teploty vzduchu na vybraných horských stanicích v Čechách. *Meteorologické zprávy*, 1, 64, 10–16.

JUZENIENE, A., BREKKE, P., DAHLBACK, A., ANDERSSON-ENGELS, S., REICHRATH, J., MOAN, K., HOLICK, M. F., GRANT, W. B., MOAN, J. (2011): Solar radiation and human health. *Reports on Progress in Physics*, 6, 74, 066701.

KAKOS, V. (1979): Teplotní charakteristika zimy 1978/79. 5, 21, 162–172.

KARAPIPERIS, P. P. (1952): Interdiurnal variability of temperature at Blue Hill, Mass. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 1, 4, 57–64.

KATTEL, D. B., YAO, T., YANG, W., GAO, Y., TIAN, L. (2015): Comparison of temperature lapse rates from the northern to the southern slopes of the Himalayas. *International Journal of Climatology*, 15, 35, 4431–4443.

KEJNA, M., USCKA-KOWALKOWSKA, J., ARAŻNY, A., KUNZ, M., MASZEWSKI, R., PRZYBYLAK, R. (2014): Spatial Differentiation Of Global Solar Radiation in Toruń And its Suburban Area (Central Poland) in 2012. *Bulletin of Geography – Physical Geography Series*, 7, 27–56.

KIM, O.-Y., WANG, B., SHIN, S.-H. (2013): How do weather characteristics change in a warming climate? *Climate Dynamics*, 11, 41, 3261–3281.

KLIMAKATASTRPHE, WORDPRESS (2009): Wetterdaten Winter 1978/1979. <https://klimakatastrophe.wordpress.com/2009/01/10/wetterdaten-winter-19781979/>.

KOPÁČEK, J., BEDNÁŘ, J. (2005): Jak vzniká počasí. Karolinum, Praha.

KVĚTOŇ, V. (2001): Normály teploty vzduchu na území České republiky v období 1961 - 1990 a vybrané teplotní charakteristiky období 1961 - 1990. Národní klimatický program.

KYSELÝ, J., PLAVCOVÁ, E. (2009): Vliv náhlých změn teploty a tlaku vzduchu na úmrtnost v ČR. *Epidemiol. Mikrobiol. Imunol*, 2, 73–83.

LANDSBERG, H. E. (1966): Interdiurnal Variability of Pressure and Temperature in the Conterminous United States. U.S. Government Printing Office.

LEGATES, D. R., WILLMOTT, C. J. (1990): Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. *Theoretical and Applied Climatology*, 1, 41, 11–21.

LI, S.-F., JIANG, D.-B., LIAN, Y., YAO, Y.-X. (2017): Trends in day-to-day variability of surface air temperature in China during 1961–2012. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2, 10, 122–129.

LI, X., WANG, L., CHEN, D., YANG, K., XUE, B., SUN, L. (2013): Near-surface air temperature lapse rates in the mainland China during 1962–2011. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 14, 118, 7505–7515.

LITSCHMANN, T., HADAŠ, P. (2010): Teplotní inverze v oblasti Pavlovských vrchů. In: Kožnarová, V., Sulovská, S. (ed.): *Bioklima 2010. Sborník příspěvků z mezinárodní konference, Praha 7.-9.9.2010*, 10 s.

MATUSZKO, D. (2014): Long-term variability in solar radiation in Krakow based on measurements of sunshine duration. *International Journal of Climatology*, 1, 34, 228–234.

MENNE, M. J., DURRE, I., VOSE, R. S., GLEASON, B. E., HOUSTON, T. G. (2012): An Overview of the Global Historical Climatology Network-Daily Database. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7, 29, 897–910.

Meteorologický slovník (2020): <http://slovník.cmes.cz/> (9. 3. 2020).

MeteoSwiss (nedatováno): <https://www.meteoswiss.admin.ch/home.html?tab=alarm> (10. 2. 2020).

MINDER, J. R., MOTE, P. W., LUNDQUIST, J. D. (2010): Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade Mountains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, D14, 115.

MOKHOV, I. I., AKPEROV, M. G. (2006): Tropospheric lapse rate and its relation to surface temperature from reanalysis data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 4, 42, 430–438.

PANFIL, M. (2009): Zmienność Temperatury Powietrza Z Dnia Na Dzień W Polsce Północno-Wschodniej W Ujęciu Przestrzennym. *Acta Agrophysica*, 2, 13, 435–444.

PENNER, J. E., ANDREAE, M. O., ANNEGARN, H., BARRIE, L., FEICHTER, J., HEGG, D., JAYARAMAN, A., LEITCH, R., MURPHY, D., NGANGA, J., PITARI, G. (2001): Aerosols, their Direct and Indirect Effects. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 289–348.

PEPIN, N., LOSLEBEN, M. (2002): Climate change in the Colorado Rocky Mountains: Free air versus surface temperature trends. *International Journal of Climatology*, 22, 311–329.

- PISKALA, V. (2015): Příspěvek anticyklonálních forem cirkulace k asymetrii rozdělení mezidenních změn teploty vzduchu. Diplomová práce, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie. Vedoucí práce doc. RNDr. Radan Huth, DrSc.
- PROŠEK, P. (1976): Noční teplotní inverze při výskytu teplé svahové zóny na svazích Pavlovských vrchů. Meteorologické zprávy, 3, 29, 89 – 92.
- PROŠEK, P. (1983): Vliv konvexního a konkávního tvaru reliéfu na tvorbu a vývoj radiačních inverzí teploty. Meteorologické zprávy, 3, 36, 84 – 92.
- PROŠEK, P., STRÍTEŽSKÁ, Š. (1998): Fény na severozápadních svazích Bílých Karpat? Sborník České geografické společnosti – Geografie. Nakladatelství České geografické společnosti, Praha, 4, 103, 401–413.
- PROŠEK, P., WOLFOVÁ, K. (1986): Vliv radiačních teplotních inverzí na koncentrace SO₂ ve sníženinách na území Brna. Meteorologické zprávy, 1, 39, 15 – 20.
- PSIKA, T. (2009): Masivní ochlazení na Silvestra 1978 - 79. dostupné online (cit. 8. 8. 2020) <http://www.psika.cz/meteorologie/masivni-ochlazení-na-silvestra-1978-79>.
- RAUPACH, M. R., FINNIGAN, J. J. (1997): The influence of topography on meteorological variables and surface-atmosphere interactions. Journal of Hydrology, 3, 190, 182–213.
- RAZUVAEV, V., APASOVA, E., BULYGINA, O., MARTUGANOV, R. (1995): Variations in the diurnal temperature range in the European region of the former USSR during the cold season. Atmospheric Research, 1–3, 37, 45–51.
- REIN, F. (1972): Poznámky ke struktuře teplotních inverzí v okolí Milešovky. Meteorologické zprávy, 4 – 5, 25, 122 – 126.
- ROLLAND, C. (2003): Spatial and Seasonal Variations of Air Temperature Lapse Rates in Alpine Regions. Journal of Climate - J CLIMATE, 16, 1032–1046.
- Rudé Právo (1979a): Lidé čelí nepřízní počasí, 5. 1. 1979, s. 2.
- Rudé Právo (1979b): Vysokou odpovědnost při spotřebě, 5. 1. 1979 s. 1.
- ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha.
- SANCHEZ-LORENZO, A., WILD, M., BRUNETTI, M., GUIJARRO, J. A., HAKUBA, M. Z., CALBÓ, J., MYSTAKIDIS, S., BARTOK, B. (2015): Reassessment and update of long-term trends in downward surface shortwave radiation over Europe (1939–2012). Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 18, 120, 9555–9569.
- SHINE, K. P., FORSTER, P. M. de F. (1999): The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments. Global and Planetary Change, 4, 20, 205–225.
- SHMÚ (2020): <http://www.shmu.sk/> (10. 2. 2020).

- SIEBERT, S., EWERT, F. (2012): Spatio-temporal patterns of phenological development in Germany in relation to temperature and day length. *Agricultural and Forest Meteorology*, 152, 44–57.
- STANHILL, G. (2006): Global dimming: A new aspect of climate change. *Weather*, 60, 11–14.
- STEPHENS, G., O'BRIEN, D., WEBSTER, P., PILEWSKI, P., KATO, S., LI, J.-L. (2015): The Albedo of Earth. *Reviews of Geophysics*, 53.
- SYVITSKI, J. P. M., PECKHAM, S. D., HILBERMAN, R., MULDER, T. (2003): Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology*, 1–2, 162, 5–24.
- ŠANDOVÁ, M. (2009): Anomálie teploty vzduchu na území České republiky. Diplomová práce, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie. Vedoucí práce RNDr. Jiří Kastner.
- ŠTEKL, J. (1982): Teplota před vybranými studenými frontami v létě v Čechách. *Meteorologické zprávy*, 5, 35, 146–149.
- TAM, B. Y., GOUGH, W. A. (2012): Examining past temperature variability in Moosonee, Thunder Bay, and Toronto, Ontario, Canada through a day-to-day variability framework. *Theoretical and Applied Climatology*, 1, 110, 103–113.
- TOKORO, T., SHIRAI, S., NAKAMURA, T., ISHIKAWA, T. (2014): Effect of moisture content on thermal conductivity of soils. Crc Press-Taylor & Francis Group, Boca Raton.
- TOLASZ, R., A KOL. (2007): Atlas podnebí Česka. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.
- TRIGO, R., OSBORN, T., CORTE-REAL, J. (2002): The North Atlantic Oscillation influence on Europe: Climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research - CLIMATE RES*, 20, 9–17.
- VANÍČEK, K. (1994): Popis pole globálního záření na území České republiky v období 1984-1993. Praha.
- VICEDO-CABRERA, A. M., FORSBERG, B., TOBIAS, A., ZANOBETTI, A., SCHWARTZ, J., ARMSTRONG, B., GASPARRINI, A. (2016): Associations of Inter- and Intraday Temperature Change With Mortality. *American Journal of Epidemiology*, 4, 183, 286–293.
- WHITEMAN, C., DE WEKKER, S., HAIDEN, T. (2007): Effect of Dewfall and Frostfall on Nighttime Cooling in a Small, Closed Basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology - J APPL METEOROL CLIMATOL*, 46, 3–13.
- WILD, M. (2009): Global dimming and brightening: A review. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, D10, 114.

WITOSZOVÁ, D. (2009): Teplotní inverze v Ostravské pánvi. Diplomová práce, Masarykova Univerzita v Brně, Přírodovědecká fakulta, Geologický ústav, vedoucí práce: prof. RNDr. Pavel Prošek, CSc., 99.

WMO (1994): World Meteorological Organization - Global Atmosphere Watch: Report on the measurements of atmospheric turbidity in BAPMoN.

WU, Z., JIANG, C., CHEN, J., LONG, Y., DENG, B., LIU, X. (2019): Three-Dimensional Temperature Field Change in the South China Sea during Typhoon Kai-Tak (1213) Based on a Fully Coupled Atmosphere–Wave–Ocean Model. *Water*, 1, 11, 140.

YANG, S.-K., SMITH, G. L. (1985): Further Study on Atmospheric Lapse Rate Regimes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 9, 42, 961–966.

ZAHAN, Y., CHOUDHURY, B. (2019): Role of wind shear, temperature lapse rate, and aerosol in assessment of atmospheric condition. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 6, 131, 1713–1722.

ZHANG, L., HAY, W. W., WANG, C., GU, X. (2019): The evolution of latitudinal temperature gradients from the latest Cretaceous through the Present. *Earth-Science Reviews*, 189, 147–158.

ZHONG, S., WHITEMAN, C. D. (2008): Downslope Flows on a Low-Angle Slope and Their Interactions with Valley Inversions. Part II: Numerical Modeling. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 7, 47, 2039–2057.

ŽDÁREK, J. (1979): Provoz labské vodní cesty v zimních podmínkách. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, 5, 21, 173–181.

Internetové zdroje:

ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2014): ArcČR 500 - digitální geografická databáze, verze 3.2. Dostupné z: www.arcdata.cz [cit. 12. 5. 2020].

ČHMÚ: Typizace povětrnostních situací. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/typizace-povetrnostnich-situaci> [cit. 18. 7. 2020].

Wetter3.de: Archiv výškových a přízemních synoptických map. Dostupné z: <http://www1.wetter3.de/animation.html> [cit. 3. 8. 2020].